



**Manuel  
Gomes Correia**

**Estimativa de Profundidades Magnéticas na Província  
Mineral de Carajás, Brasil**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica do Dr. Manuel João dos Senos Matias, Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**o júri**

**presidente**

**Professor Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina**  
Professor Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Professor Doutor Manuel João Senos Matias**  
Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Professor Doutor Fernando Pedro Ortega de Oliveira Figueiredo**  
Professor Auxiliar do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra

**agradecimentos**

ao professor Dr. Emilson Pereira Leite e ao professor Dr. Manuel João Senos Matias pelo acompanhamento e orientação na realização do projecto

ao professor Dr. Jorge Medina pela gestão, acompanhamento e apoio nas minhas actividades durante a minha estadia no Brasil

aos meus Pais e irmãos pelo apoio e por possibilitarem a minha estadia no Brasil

## palavras-chave

Província Mineral de Carajás, magnetômetro, sinal analítico, deconvolução de Euler, número de onda, gradiente horizontal.

## resumo

A região de Serra Leste, inserida na Província Mineral de Carajás, Brasil, compreende diversos contextos geológicos relacionados a uma grande variedade de depósitos e ocorrências minerais, dando sustento a diversos estudos de prospecção (geológico, geofísico e sensoriamento remoto), desenvolvendo a pesquisa científica e apoiando empresas actantes na região. Como auxílio ao campo da prospecção geofísica, os dados magnéticos têm sido genericamente usados para determinar a profundidade de topo das fontes magnéticas, sendo útil para diversas áreas de actuação desde a exploração de hidrocarbonetos, exploração mineral e resolução de problemas ambientais. No âmbito de fornecer uma análise mais eficaz no cálculo e interpretação de profundidades magnéticas, o objetivo deste trabalho é avaliar quatro métodos de estimativa de profundidades: (i) Deconvolução de Euler; (ii) Sinal Analítico; (iii) Gradiente Horizontal; e (iv) Número de Onda, através da aplicação aos dados aeromagnéticos da região de Serra Leste, fornecidos com o pré-processamento. No levantamento de dados, é usado um aeromagnetômetro CS-2 de vapor de césio, de precisão de 0,01 nT e um GPS da Trimble para controle da trajectoria, de precisão entre 5 a 10 m. A direcção das linhas de voo é NS e as de controle EW, com espaçamento de 250 e 6000 metros, respectivamente. Com o auxílio simultâneo do software OASIS-Montaj 6.3, da GEOSOFT e Potential-Field, versão 2.2, foram processados mapas de soluções da distribuição das fontes magnéticas e suas profundidades, e tabelas referentes à distribuição das soluções em profundidade e erros associados, para cada método de estimativa.

O método do gradiente horizontal apresenta alguma coerência na localização das fontes magnéticas, mas pouca consistência na estimativa das profundidades devido às premissas deste método que não são totalmente satisfeitas. As soluções para o número de onda local, a nível regional, mostram-se correlacionáveis com as estruturas geológicas com magnetismo remanescente, porém a nível local, especificamente na localização dos depósitos, não apresentam nenhuma evidência associada a magnetismo. Na estimativa da profundidade, aparenta ser bastante sensível à condição de espessura infinita da fonte magnética que é uma das premissas do método. O método do sinal analítico apresenta os melhores resultados na localização das fontes magnéticas e o método da deconvolução de Euler apresenta os melhores resultados na estimativa das profundidades. De uma maneira geral, é possível concluir que estes dois últimos métodos citados, portanto, produzem soluções mais estáveis e geologicamente plausíveis, sendo os mais recomendados para serem utilizados de forma integrada em estudos desta natureza.

**keywords**

Carajás Mineral Province, magnetometer, analytic signal, Euler deconvolution, number wave, horizontal gradient.

**abstract**

Serra Leste is a region located in the Carajás Mineral Province, Brazil, that comprises several geological settings that are related to a variety of mineral deposits and occurrences. This makes the area favorable for prospective studies using geological, geophysical and remote sensing data and for developing scientific researches that may also support mineral companies. In the field of geophysical prospecting, magnetic data have been quite useful in depth estimations of magnetic sources, providing helpful parameters in areas of researches such as oil and mineral exploration and also in environmental studies. With the goal of providing an effective analysis in estimation and interpretation of depth to magnetic sources, the core of this work was to evaluate four methods of depth estimations, namely: (i) Euler Deconvolution; (ii) Analytic Signal; (iii) Horizontal Gradient; and (iv) Local Wave Number. The magnetic data was collected by a CS-2 cesium-vapor airborne magnetometer with a 0.01 nT precision. A Trimble GPS with a 5-10 m precision was used for trajectory positioning of the airborne. The flight lines were oriented N-S and the control lines E-W, spaced at 250 and 600 m, respectively. The depth solutions, associated errors and statistical parameters for each of the four methods were obtained using OASIS-Montaj 6.3-GEOSOFT and Potential Field Software 2.2.

Solutions for the Horizontal Gradient method are somewhat consistent in location of magnetic sources, but depth estimations are less accurate due to the non-validity of all premises involved. Local Wave Number solutions can be satisfactorily correlated to the regional geology with remanent magnetism but locally, specifically at deposit locations, they did not show the expected evidence of rock magnetism. In the depth estimations, this method is very sensitive to the premise of infinity thickness, which is one of the premises of the method. The Analytic Signal shows the best results related to location of sources and the Euler Deconvolution shows the best results to the depth estimations. Generally, we conclude that these last two methods cited produce more stable and geologically plausible solutions and thus we recommend an integrated use of both methods in studies of this nature.

## ÍNDICE

CAPA

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS.....3

LISTA DE TABELAS .....5

INTRODUÇÃO.....6

    Contexto Geológico.....11

DADOS UTILIZADOS.....14

    Plano de vôo.....14

    Posicionamentos.....14

    Equipamento.....14

    Redução de dados.....15

        Eliminação de dados espúrios.....15

        Remoção do IGRF.....16

        Interpolação dos dados.....16

        Micronivelamento.....17

MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE PROFUNDIDADE.....19

    Deconvolução de Euler.....19

    Gradiente Horizontal.....21

    Sinal Analítico.....25

    Número de Onda.....30

<b>RESULTADOS.....</b>	<b>34</b>
<b>COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>58</b>
<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>64</b>
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>67</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Campo Magnético Total e o seu esquema de levantamento (Yaghoobian <i>et al.</i> , 1992)- exemplo.....	7
Figura 2. Soluções de Euler para a profundidade (Yaghoobian <i>et al.</i> , 1992)- exemplo.....	8
Figura 3. Localização de contactos magnéticos através do método do Sinal Analítico (Roest <i>et al.</i> , 1992)- exemplo.....	8
Figura 4. a) Redução ao Pólo do Campo Magnético Total, b) Gradiente Horizontal, c) Interpretação dos elementos estruturais (Aboud <i>et al.</i> , 2005)- exemplo.....	9
Figura 5. a) Campo Magnético Total, b) Número de Onda Local, c) Profundidade (Thurston & Smith, 1997).....	10
Figura 6. Imagem do sensor ETM+ (Landsat7), ilustrando a localização dos principais depósitos minerais da Província Mineral de Carajás e a localização da área de Serra Leste.....	12
Figura 7. Mapa Geológico da área de Serra Leste.....	13
Figura 8. Arranjo do sistema electromagnético GEOTEM.....	14
Figura 9. Mapa das linhas de vôo do aereolevante magnetométrico em função do tempo, exemplificando os testes de diferença quarta e Teste P, a ausência de ruído e erros de posicionamento.....	15
Figura 10. Mapa do campo magnético anômalo micronivelado, sem os ruídos remanescentes das áreas de baixa intensidade magnética.....	18
Figura 11. A magnitude do gradiente horizontal bi-dimensional sobre um contacto magnético (Roest & Pilkington, 1993).....	24
Figura 12. A composição do sinal analítico, a partir das derivadas horizontais e vertical, gera a amplitude do sinal analítico (Roest <i>et al.</i> , 1992).....	26
Figura 13. O valor absoluto do sinal analítico, conhecido como a energia envolvente. As curvas individuais dentro do invólucro representam as fases de mudança em passos de 30 graus (Roest <i>et al.</i> , 1992).....	27
Figura 14. O número de onda bi-dimensional sobre um contacto magnético (Thurston & Smith, 1997).....	32.
Figura 15. Histogramas do número de soluções em função da profundidade, respeitantes ao método de deconvolução de Euler, Gradiente Horizontal, Sinal Analítico e Número de Onda local.....	34



## LISTA DE FIGURAS (continuação...)

Figura 16. Mapa de soluções de Euler 3D, usado como base para definir um intervalo de valores confiável.....	40
Figura 17. Mapa de soluções de Euler 3D, definido para o intervalo de 0 a 2000 metros de profundidades.....	41
Figura 18 . Mapa de soluções 3D do gradiente horizontal.....	42
Figura 19. Mapa de soluções 3D do Sinal Analítico.....	43
Figura 20. Mapa de soluções 3D do Número de Onda.....	44
Figura 21. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 0.....	45
Figura 22. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 0.5.....	46
Figura 23. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 1.....	47
Figura 24. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 2.....	48
Figura 25. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 3.....	49
Figura 26. Mapa de soluções do Sinal Analítico.....	50
Figura 27. Mapa de soluções do Gradiente Horizontal Reduzido ao Pólo.....	51
Figura 28. Mapa de soluções do Gradiente Horizontal.....	52
Figura 29. Mapa de soluções do Número de Onda Local.....	53
Figura 30. Mapa do Gradiente Horizontal.....	54
Figura 31. Mapa do Gradiente Horizontal Reduzido ao Pólo.....	55
Figura 32. Mapa do Sinal Analítico.....	56
Figura 33. Mapa do Número de Onda Local.....	57

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação entre o índice Estrutural e a forma geométrica da fonte anômala.....20

Tabela 2. Dados estatísticos referentes à distribuição das soluções em profundidade.....37

Tabela 3. Profundidade e o respectivo erro associado ao depósito mineral para cada método de estimativa de profundidade.....38

Tabela 4. Média, desvio padrão e soma aritmética do erro associado à profundidade para todas as soluções.....39

## Introdução

Este trabalho tem como objectivo principal avaliar diferentes métodos de estimativa de profundidades, de forma a oferecer uma análise mais eficaz no cálculo e interpretação de profundidades de fontes magnéticas, além de fornecerem dados adicionais na caracterização de depósitos minerais na província mineral de Carajás.

Para isso, serão testados os métodos do sinal analítico, gradiente horizontal, número de onda local e deconvolução de Euler, com aplicação a dados aeromagnéticos da região de Serra Leste, Província Mineral de Carajás, norte do Brasil.

A província mineral de Carajás é considerada uma das principais províncias minerais do planeta e desperta o interesse das principais mineradoras de todo o mundo. Ela se apresenta uma das maiores reservas mundiais de minérios de ferro, manganês e ouro, além de um grande número de depósitos de cobre, níquel, platina e paládio.

Desde a última década, diversos estudos de prospecção (geológico, geofísico e sensoriamento remoto) têm sido implementados na região, como forma de desenvolvimento de pesquisa científica e apoio a empresas actantes na área (Companhia Vale do Rio Doce).

A maior aplicação universal de dados magnéticos tem sido para determinar a profundidade de topo das fontes magnéticas, sendo útil para diversos campos de aplicação de prospecção geofísica, desde a exploração de hidrocarbonetos, exploração mineral e resolução de problemas ambientais.

Na exploração de hidrocarbonetos a estrutura superficial interpretada a partir das profundidades estimadas é sempre a melhor avaliação de aproximação para obter a configuração cristalina da base geológica. A migração dos hidrocarbonetos por transporte vertical e lateral é facilitado pelas falhas e fracturas na bacia sedimentar. Este tipo de aplicação pode fornecer a espessura da camada sedimentar, e identificar a profundidade das falhas ou fracturas associadas (Li, 2003). Na exploração mineral, o cálculo das profundidades é importante para determinar as profundidades de corpos minerais que contêm minerais magnéticos. Numa escala menor, o cálculo das profundidades de fontes magnéticas culturais pode ser importante na resolução de problemas ambientais. Devido à sua grande aplicabilidade, tem havido um grande esforço contínuo de forma a desenvolver novos métodos de estimativa de profundidades de fontes magnéticas (Thompson, 1982). Na última década, o cálculo de profundidades a partir de dados magnéticos tem sido amplamente aplicado para mapeamento de falhas, dobras, canais e estruturas de sal de camadas sedimentares. Os resultados destas recentes aplicações resultam em maiores vantagens no estudo magnético, principalmente na navegação por GPS, e interpretação de tecnologias (Li, 2003).

Recentemente, tem havido um aumento no uso de técnicas de interpretação automática, devido à ampla disponibilidade de computadores de alto desempenho e software comercial (Reid et al., 1990). Muitas destas técnicas automáticas são capazes de calcular as profundidades magnéticas para um grande intervalo de dados interpolados. Apesar disso, a aplicabilidade destes algoritmos é questionável na medida em que é necessário adequar e comparar mais testes.

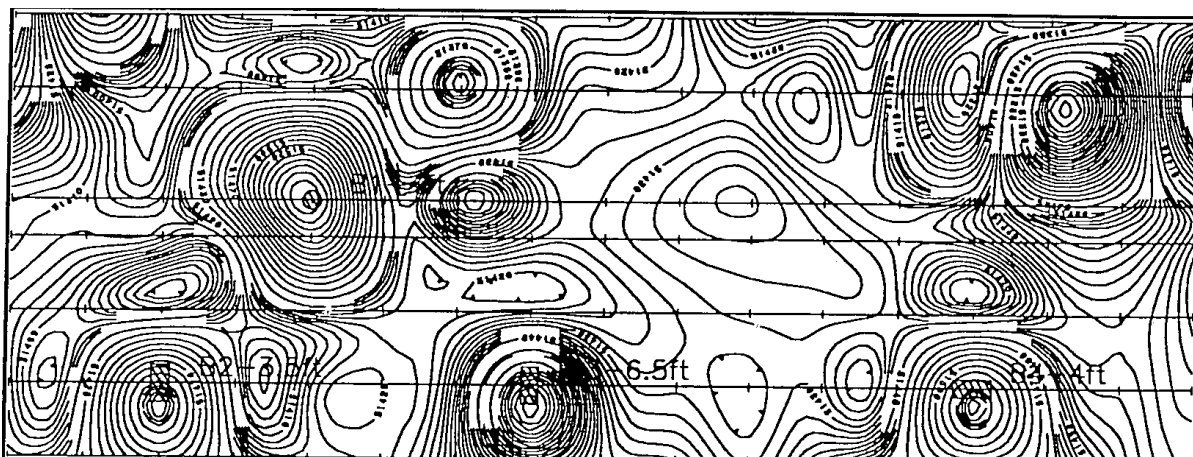
Apesar da maioria dos minerais que formam as rochas não serem magnéticos, alguns tipos de rochas (ou materiais) contêm suficientes minerais magnéticos para

produzirem anomalias magnéticas significativas, incluindo objectos ferrosos com origem na actividade humana.

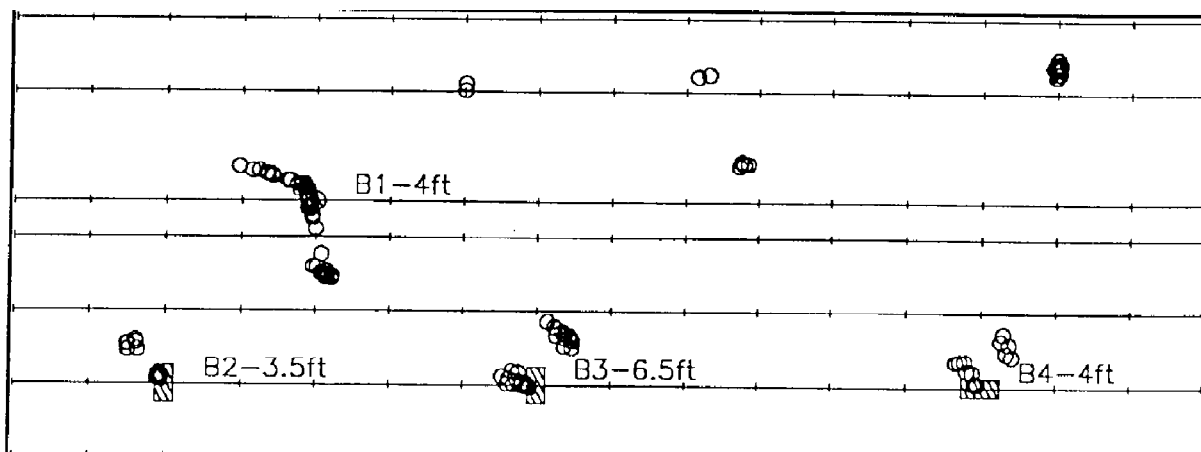
Dados de pesquisa magnética são rotinamente interpretados para estimar profundidades e locais de fontes magnéticas, sendo assim proposta uma variedade de algoritmos para assistir este cálculo, sendo destacados quatro métodos de cálculo.

O método da deconvolução de euler, diferentemente dos outros métodos não assume como premissa um modelo geológico particular, sendo necessário testar diferentes modelos, através da variação do índice estrutural, de forma a adequar a fonte ao modelo real. O índice estrutural SI é um indicador da forma geométrica da fonte anômala (SI=0 para um contacto, SI=0.5 para um contacto inclinado, SI=1 para um dique vertical ou uma soleira, SI=2 para um cilindro horizontal ou vertical e SI=3 para uma esfera ou um dipolo).

Como exemplo de uma aplicação do método tem o caso da necessidade de localizar quatro baterias de aço e nove tubos de aço soterrados a uma localização e profundidade desconhecida, em Vicksburg (Mississippi), num estabelecimento do exercito, dedicado a experimentos hidráulicos. Os dados foram colectados em linhas separadas de 10 pés, em intervalos de 1 pé. O sensor do campo total (magnetometro de protões) estava localizado a 6 pés acima do solo. Para isso foi recolhido o campo total e o gradiente magnético vertical para este local, que logo evidenciaram respostas para as fontes de aço soterradas. Para isso aplicaram um índice estrutural de 2.25, assumindo assim fontes com estrutura prismática irregular, sendo assim localizadas as quatro baterias de aço. Os tubos de aço foram localizados nos limites da área de estudo, e consequentemente foram de pobre testemunho para solucionar a profundidade e localização (Yaghoobian *et al.*, 1992).



**Figura 1. Campo magnético total e o seu esquema de levantamento (Yaghoobian *et al.*, 1992).**

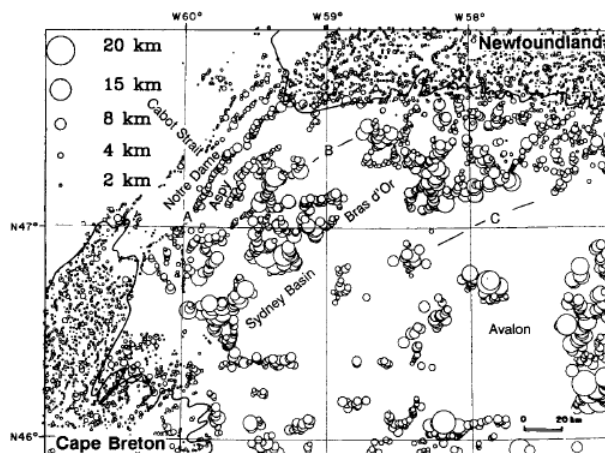


**Figura 2. Soluções de Euler para a profundidade (Yaghoobian *et al.*, 1992).**

O sinal analítico é um método semi-automático baseado no uso de derivadas horizontais e verticais. A sua amplitude é uma função simétrica e proporcional à amplitude de magnetização da fonte, cujos picos estão centrados nas bordas do corpo anômalo ou na feição geológica correspondente, independentemente da direcção de magnetização da fonte ou do mergulho do contacto, sendo necessário estes estarem isolados e serem de representação bidimensional. É um método confiável para delimitar fontes magnéticas em regiões de baixa latitude magnética.

Como exemplo da sua aplicação temos o caso do estudo dos limites geológicos numa região a Este do Canadá, sobre Cape Breton, Newfoundland e bacia de Sydney.

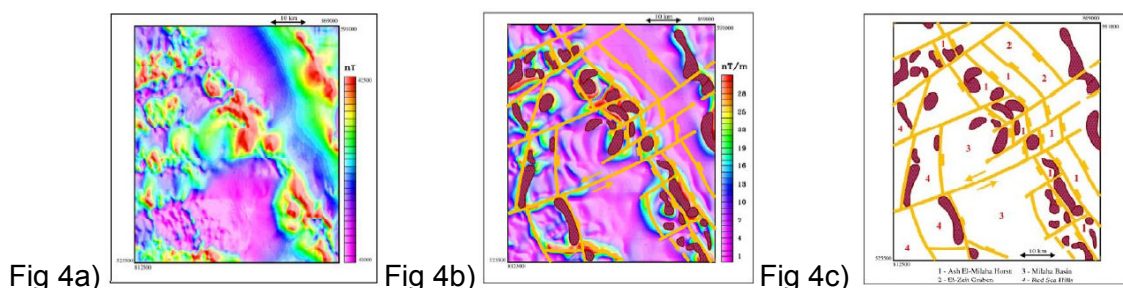
A figura 3 mostra os locais do máximo do sinal analítico. São reconhecidos os limites entre as regiões de Notre Dame, Aspy e Bras d'Or, mas em zonas mais profundas da bacia de Sidney não são visíveis tendências. No que respeita ao estudo da profundidade, o aprofundamento da bacia de Sidney é claramente visível. O contacto entre as regiões de Notre Dame e Aspy estão localizadas sob um profundidade constante de 3.5 a 4 Km (Roest *et al.*, 1992).



**Figura 3. Localização de contrastes magnéticos através do método do sinal analítico (Roest *et al.*, 1992).**

O gradiente horizontal é o método mais simples devido ao facto de não usar a derivada vertical, o que necessariamente põe em causa a necessidade dos dados processados cumprirem certas premissas (campo magnético regional vertical, magnetização da fonte vertical, contactos verticais, isolados e fontes espessas), para não ocorrer deslocamento dos picos para longe dos contactos magnéticos. Este método também fornece estimativas mínimas de profundidade a partir da premissa de fontes espessas.

Como exemplo de aplicação do método tem o caso de um estudo efectuado no Egypto na área de Esh El Mellaha, localizada na costa oeste do Golfo de Suez. Esta região tem a maior fonte de recursos em hidrocarbonetos do Egypto, sendo por isso de bastante interesse o uso de dados aeromagnéticos para mapeamento subsuperficial, na medida em estruturas associadas ao movimento de óleo em camadas sedimentares são controladas por características topográficas, tal como falhas. Os resultados, depois da aplicação do método da derivada horizontal, foram comparados com informação geológica conhecida, tal como a geologia superficial, furos de sondagem, mapa gravítico e linhas sísmicas. De forma a localizar as anomalias directamente sobre as fontes magnéticas foi efectuada a redução ao pólo. (figura 4a). O mapa do gradiente horizontal (figura 4b) apresenta-se interpretado com as falhas e intrusões. As falhas podem ser facilmente traçadas ao longo de feições lineares, o que prova a eficácia da interpretação. Através do mapa com informações topográficas e geológicas da superfície foi possível avaliar a correlação entre falhas superficiais e profundas e através do mapa de anomalias, identificar o movimento de deslizamento ao longo do plano de falha, sinalizado a meio do mapa (Aboud *et al*, 2005).

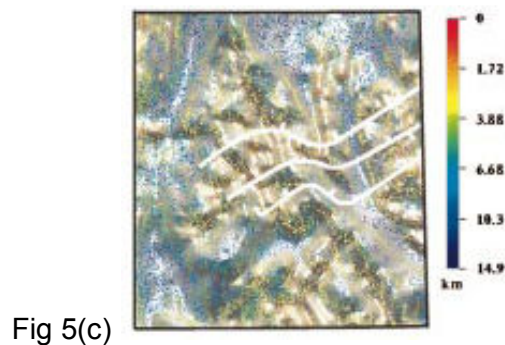
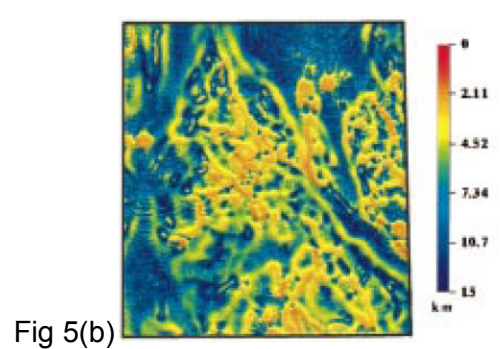
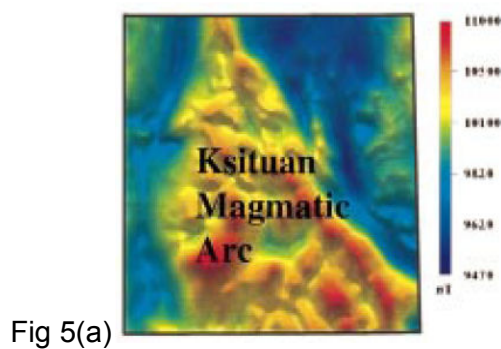


**Figura 4. a) Redução ao pólo do campo magnético total, b) Gradiente Horizontal e c) Interpretação dos elementos estruturais (falhas e intrusões). (Aboud *et al*, 2005)**

O número de onda local é definido como sendo a razão da mudança da fase local do campo geomagnético nas direcções -x, -y, gerando picos, tal como o sinal analítico, sobre os contactos magnéticos e é independente da direcção do campo magnético regional, da magnetização da fonte e do mergulho do contacto. O valor máximo do número de onda local é o inverso da profundidade de topo de uma fonte com extensão infinita em profundidade, partindo assim da premissa que a fonte assume espessura infinita, com contacto mergulhante.

Como exemplo de aplicação do método tem o caso da aplicação desta técnica no campo anômalo da região Noroeste de Alberta e Nordeste de British Columbia, no Canadá. O estudo foi efectuado com o objectivo de mapear a base Precambrica subjacente à secção sedimentar. As linhas estão orientadas Norte-Sul, com espaçamento

de 1,6 km, e as linhas de controlo de 4,8 km. As variações diurnas foram removidas e o IGRF subtraído (figura 5a). Assim que o máximo do número de onda local foi calculado (figura 5b), foi possível definir a profundidade (figura 5c). Através destas, o interprete conseguiu reconhecer as variações ocorridas ao longo das linhas de direcção das camadas. O contorno grosseiro visível no mapa das profundidades indica que a base ocorre a 2 km abaixo do nível do mar ao longo do limite a Sudeste do arco Ksituan. As profundidades das fontes indicam que as fontes que são bidimensionais estão 3,3 km mais profundas que o sensor, que corresponde a mais de 2,1 km abaixo do nível do mar, coincidente com o nível da base (Thurston & Smith, 1997).



**Figura. 5.a) Campo Magnético Total, b) Número de Onda Local e c) Profundidade (Thurston & Smith, 1997).**

## Contexto Geológico

A integração de dados geológicos é essencial em programas de exploração mineral. Essa integração torna-se imperativa em áreas intensamente investigadas através de diversas técnicas e envolvendo várias etapas de mapeamento geológico básico, levantamentos geoquímicos e geofísicos e de imageamento com sensores remotos, como é o caso da Província Mineral de Carajás. Existe um grande acervo de dados gerados sobre esta região, produzido ao longo de mais de três décadas de levantamentos. No entanto, muitas sub-áreas continuam carentes de informação geológica de detalhe e de dados multi-fonte (e.g. geofísicos, multi-espectrais, etc.) que poderiam auxiliar no desenvolvimento de pesquisas com o objetivo de indicar novos alvos exploratórios.

A Serra dos Carajás (SC), na qual se inscreve a Província Mineral de Carajás, é a principal expressão geomorfológica do Sul do Estado do Pará. Esta compreende um segmento crustal constituído por uma porção de um núcleo granito-greenstone, representado a Norte por extensas faixas de rochas supracrustais do cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Docegeo, 1988), que repousam sobre um embasamento denominado Complexo Xingu, limitado a Leste pela faixa Araguaia e a Sul pelo cinturão Alto Tapajós.

A área seleccionada para o estudo tem 716 Km<sup>2</sup> e é definida por um polígono limitado pelos paralelos 634.000 E e 666.000 E e pelos meridianos 9.325,000 N e 9.347,400 N, na zona 22 S do sistema UTM. Esta área contém uma série de ocorrências minerais, entre elas o depósito de ouro de Serra Pelada, do qual foram produzidos acima de 80 toneladas do metal, durante a actividade garimpeira. Além desse depósito, a área de estudo hospeda ocorrências de cromo e elementos do grupo da platina (EPG) associada às intrusões do Complexo máfico-ultramáfico do Luanga; a jazida de ferro de Serra Leste; as jazidas de manganês do Sereno e ocorrências de cobre e ouro, de menor expressão (Serra Verde). A área está incluída na porção extremo leste do Sistema Transcorrente Cinzento, feição estrutural mais relevante da área (figura 6). O arcabouço geológico da área de Serra Leste é composto:

- pelo Complexo Xingu (2,872  $\pm$  10 Ma), que representa o embasamento regional e ocorre na parte sul e sudeste da área;
- pelo Grupo Rio Novo (2,757 Ga  $\pm$  10 Ma), que compreende um conjunto de rochas vulcânico-sedimentares e ocorre na porção central da área, em contacto brusco ou interdigitado com as rochas do embasamento;
- pelo Domínio Sedimentar (Docegeo, 1995), correlacionável ao Grupo Rio Fresco (2.580 a 2.500 Ma), que inclui uma faixa alongada de rochas sedimentares, de direcção NE, em contacto com as rochas do Grupo Rio Novo.

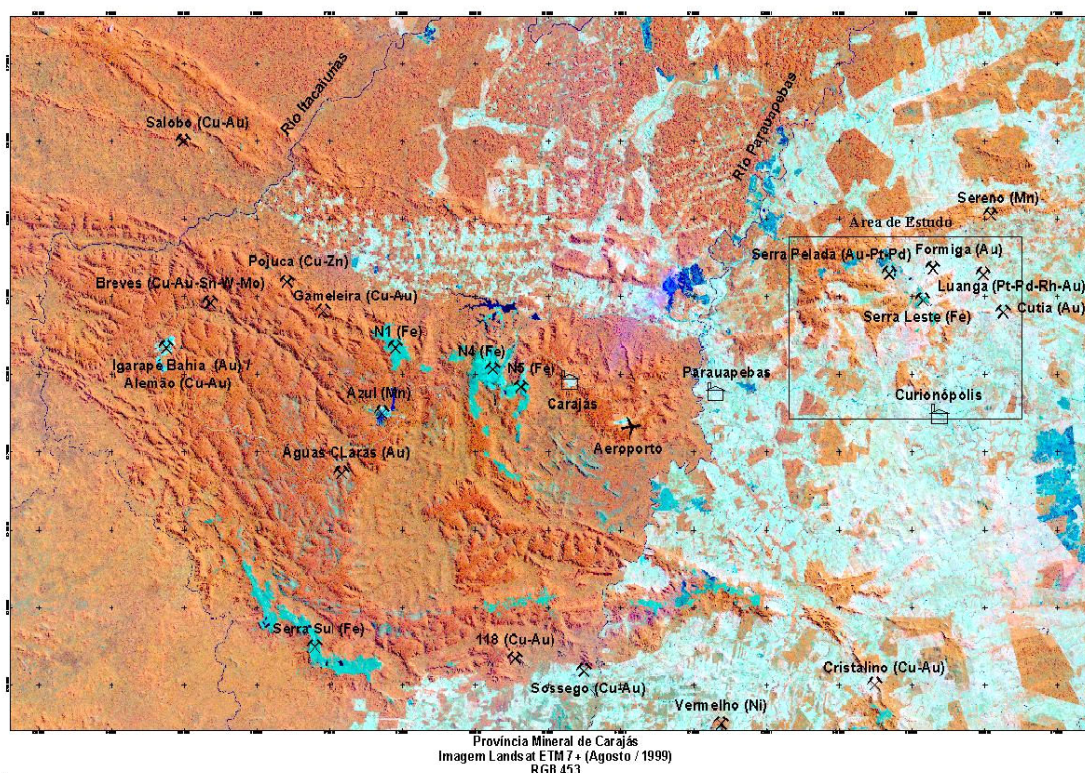
Ocorrem ainda corpos intrusivos de idades e naturezas diversas, variando desde rochas ultramáficas, gabros até granitos.

O Complexo Xingu é composto por rochas graníticas, representadas por tonalitos e granodioritos e, subordinadamente, por monzonitos. Os terrenos constituídos por rochas do Complexo Xingu formam um relevo arrasado, plano, com colinas baixas, de topos subarredondados e encostas de baixa declividade. É comum a ocorrência de morros isolados e serras alinhadas segundo a direcção E-W, relacionadas a mudanças litológicas e feições estruturais.



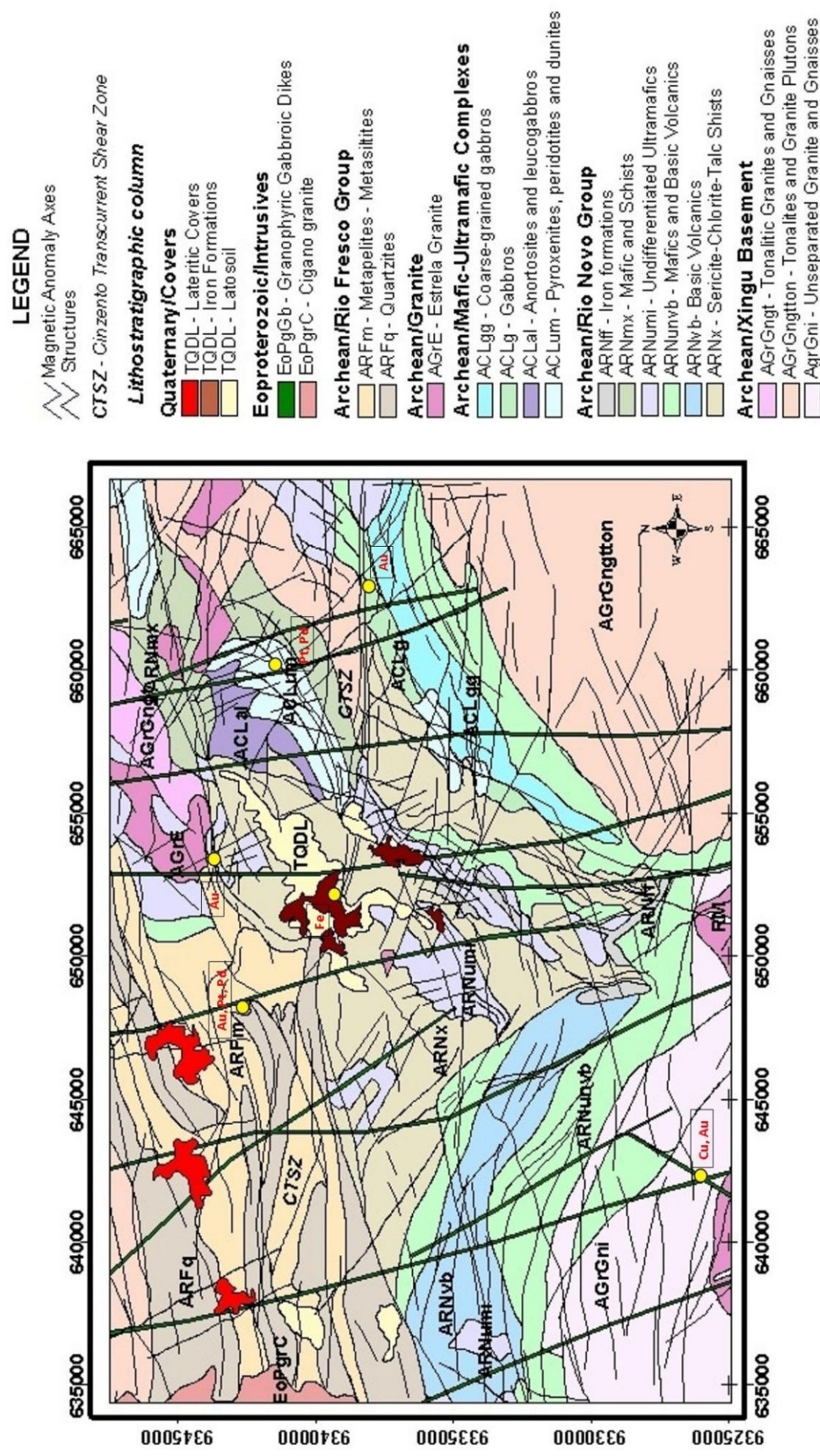
O Grupo Rio Novo engloba uma pilha metavulcano-sedimentar, com rochas básicas de composição toleítica e cálcio-alcalina, na base, seguidas de metassedimentos xistosos de carácter aluminoso e formações ferríferas bandadas. A sua expressão geomorfológica é um relevo levemente ondulado, com serras alinhadas em direcções diversas ou formando platôs. Em geral, as maiores elevações são sustentadas por afloramentos de formações ferríferas. O solo é argiloso, pouco desenvolvido e o perfil de intemperismo tem profundidade bastante variada, normalmente pouco espessa, porém, mais profundo que nos terrenos gnáissicos do Complexo Xingu.

O Grupo Rio Fresco é constituído por uma sequência essencialmente metassedimentar clástica, composta por metaconglomerados, metarenitos e metapelitos. A geomorfologia desta unidade é marcada por áreas altas e aplanadas ou com serras alinhadas, com destaque para a Serra do Sereno, ao norte da área. O perfil de intemperismo é variado, podendo ser bastante espesso, como é o caso do garimpo de Serra Pelada (onde o nível de intemperismo está em torno de 200m de profundidade), mas é predominantemente pouco espesso, não ultrapassando alguns metros (Nunes, 2002).



**Figura 6. Imagem do sensor ETM+ (Landsat 7), ilustrando a localização dos principais depósitos minerais da Província Mineral de Carajás e a localização da área de Serra Leste (retângulo preto) .**





**Figura 7. Mapa Geológico da área da Serra Leste, destacando os depósitos minerais analisados neste trabalho.**

## Dados Utilizados

### Plano de vôo

A direcção das linhas de vôo é NS e as de controle EW, ideal para uma melhor amostragem do gradiente do campo magnético na medida em que as estruturas se encontram com um alinhamento segundo a direcção EW. As linhas de vôo estão espaçadas de 250 m, e as de controle, de 6000 m.

### Posicionamentos

O posicionamento, para controle da trajectória, foi efectuado por GPS da Trimble (sistema de posicionamento global), modelo TANS II, com precisão aproximada entre 5 e 10 m, para controle de trajectória, acoplado a um microcomputador PNAV-2001, e um sistema de vídeo VHS para rastreio das trajectórias percorridas pelo helicóptero.

### Equipamento

Foi usado um aeromagnetômetro CS-2 de vapor de cézio, com sensibilidade de 0.01 nT e frequência de amostragem de 10 Hz em ciclo contínuo, acoplado à cauda da aeronave com um compensador dos efeitos da linha de vôo e um sistema electromagnético GEOTEM III Ltda (*GEOTerrex Transient ElectroMagnetic system*) da GEOTERREX, composto por um receptor com três bobinas, duas horizontais, nas direcções x e y e uma vertical na direcção Z, um transmissor com bobina de eixo vertical, com ciclos de 90 Hz, janela de pulso de 2 milisegundos e intervalo de amostragem de 4 Hz. O momento do dipolo é 693.000 m<sup>2</sup>. A bobina transmissora tem área de 232 m<sup>2</sup>, eixo vertical, com três voltas, usada para afastar o efeito magnético do avião. A separação horizontal entre o transmissor e o receptor é de 125 metros e a separação vertical entre transmissor e receptor é 50 metros (Figura 8).

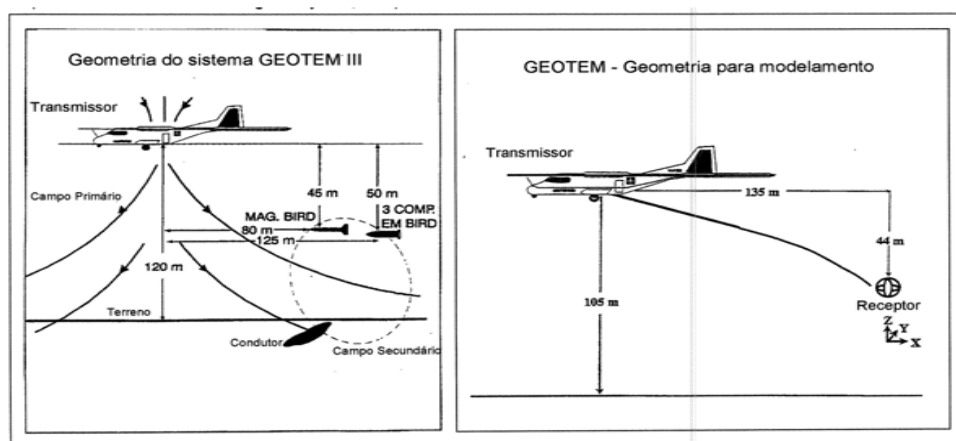


Figura 8. Arranjo do sistema electromagnético GEOTEM

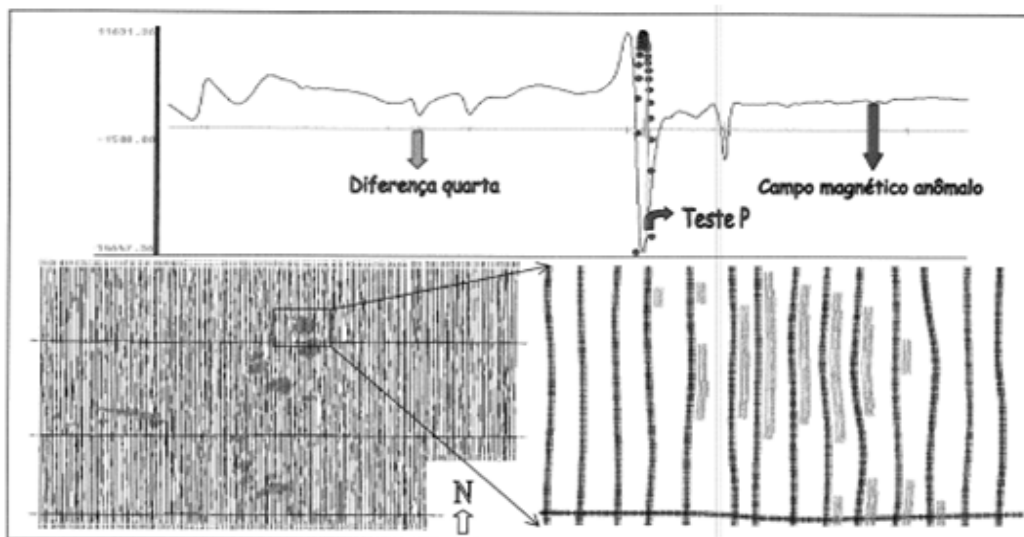
## Redução de dados

A redução de dados envolveu um pré-processamento dos dados aerogeofísicos, consistindo na eliminação de dados espúrios, remoção do IGRF, interpolação dos dados e micronivelamento.

Antes do pré-processamento é aplicado o nivelamento dos perfis, que consiste no ajuste das linhas de controle com base na média das diferenças com as linhas de vôo. Para isso, as linhas de controle são niveladas por aplicação de valores que reduzam as diferenças com as linhas de vôo a valores mínimos. Após o nivelamento das linhas de controle, todas as linhas de vôo são ajustadas às linhas de controle, de forma que os valores do campo magnético encontrados nos seus cruzamentos sejam equivalentes.

## Eliminação de dados espúrios

A avaliação e eliminação de ruídos na fase de pré-processamento implicam em uma análise dos mapas e perfis das linhas de vôo utilizando os métodos denominados por diferença quarta e parâmetro P propostos por Blum (1999), que permitem a identificação de registros que não se enquadram no desvio padrão da população de registros, ou seja, valores espúrios ao conjunto de dados. O método da diferença quarta consiste em substituir o valor de um ponto de uma linha de vôo pelo valor médio da diferença entre o segundo ponto anterior e o segundo posterior ao ponto em questão. O Teste P visa restringir as anomalias e encontrar somente os “picos” (Figura 9). Através destes podemos denunciar inconsistências como o efeito pepita (nugget), que neste caso, não foram notadas, tal como não foram observados problemas de posicionamento da aeronave ou superposição ou cruzamento de linhas, causados por sobrevôos.



**Figura 9.** Mapa das linhas de vôo do aereolevante magnetométrico em função do tempo, exemplificando os testes de diferença quarta e Teste P, a ausência de ruído e erros de posicionamento.

### **Remoção do IGRF**

Na geração do campo magnético anômalo houve a remoção da contribuição referente ao campo magnético principal, usando para isso o modelo International/Definitive Geomagnetic Reference Field de 1995 (IGRF/DGRF) (Nunes, 2002). O IGRF é um modelo de harmônicos esféricos do campo magnético da Terra cujas fontes são provenientes do núcleo externo. Na superfície terrestre e acima, o campo principal, com as fontes internas da terra, é o gradiente negativo do escalar potencial  $V$ , que pode ser representado pela expansão em série truncada:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\theta), \quad (1)$$

onde  $r, \theta, \lambda$  são coordenadas geocêntricas ( $r$  é a distância do centro da terra,  $\theta$  é a co-latitute (diferença entre a latitude e angulo de  $90^\circ$ , e  $\lambda$  é a longitude),  $R$  o raio terrestre médio (6371.2 km);  $g_n^m(t)$  e  $h_n^m(t)$  são os coeficientes de tempo  $t$  e  $P_n^m(\theta)$  são as funções associadas semi-normalizadas de Schmidt-Legendre de grau  $n$  e ordem  $m$ . Os coeficientes são função do tempo e definidos como variáveis segundo taxas constantes para intervalos de 5 anos. Actualmente é recomendado o uso do esferóide e datum World Geodetic System 1984 para a transformação de coordenadas em vez do esferóide Internacional Astronomical Union 1966 antigamente utilizado. A diferença dos valores de saída do campo magnético IGRF na superfície terrestre são menores que 1 nT quando o esferóide é alterado (Macmillan & Maus, 2005). Este modelo representa o campo magnético global interno, gerado no núcleo magnético terrestre, que não é de interesse para mapeamento geológico e prospecção mineral. Desta forma, a remoção do IGRF tem por objectivo realçar o campo magnético representado pelas fontes crustais, acima da superfície de Curie, denominado por campo anômalo. Para isso foram utilizadas a latitude, longitude, inclinação e declinação magnéticas para cada ponto amostrado, e então o IGRF foi subtraído dos dados utilizando o programa Geosoft-Oasis Montaj 5.07.

### **Interpolação dos dados**

Posteriormente à remoção do IGRF, foi efectuada a interpolação dos dados em uma malha regular, que consiste, inicialmente, em estabelecer o tamanho ideal da célula da grade, correspondente a  $\frac{1}{4}$  do espaçamento das linhas de vôo, tendo em atenção à respectiva escala do mapa. Neste caso, foi estabelecido um tamanho de 62,5 m para cada célula da grade. Este procedimento inicial é aplicado como um factor de segurança para restringir a perda de informação e degradação da imagem provocada pelo efeito aliasing. Dentre os algoritmos de interpolação testados (método da curvatura mínima e bi-direccional), o que ofereceu melhor resultado, depois de parametrizado adequadamente, foi o método da curvatura mínima (Briggs, 1974), sendo este um dos métodos mais utilizados em geociências, por sua rapidez de processamento. Neste método, equações

diferenciais ajustam os valores interpolados minimizando a curvatura da superfície, de forma semelhante a um disco que passa através dos valores observados com pequena curvatura. Ele não é um interpolador exacto e são usados quatro passos para que a malha final seja gerada: 1º- uma regressão de mínimos quadrados é ajustada às observações; 2º- os resíduos são calculados; 3º- o modelo de curvatura mínima é usado para interpolar os resíduos nos nós da malha de observação; 4º- os valores do modelo de regressão nos nós da malha são adicionados aos resíduos interpolados, resultando na superfície final (Menegol, 2004).

O método bi-direccional consiste, inicialmente, em interpolar os valores segundo as linhas da grade em uma direcção e posteriormente retornar a interpolação dos valores, mas segundo uma direcção perpendicular à assumida anteriormente. É considerado, a princípio, um bom interpolador para dados dispostos em linhas de vôo e utiliza um polinômio de terceiro grau.

### ***Micronivelamento***

A etapa final, o micronivelamento, é aplicada para corrigir imperfeições de nivelamento da malha obtida no procedimento anterior. Estas imperfeições no campo magnético anômalo são provenientes do nivelamento convencional dos dados, usando linhas transversais às linhas de produção, sendo visíveis anomalias alongadas segundo as linhas de vôo. Sendo assim, houve a necessidade de homogeneizar a representação do campo anômalo. Para isso fez-se uso da técnica de micronivelamento desenvolvidas por Minty (1991), que visa remover ou minimizar tais erros residuais de nivelamento, o qual realiza filtragens passa-baixa e passa-alta na malha obtida. Como se sabe, os filtros, de um modo geral, são projectados e implementados como ferramentas para realizar realce de imagens.

Inicialmente, é aplicado o filtro passa-alta na malha de dados original A, com comprimento de onda de corte no mínimo igual ao dobro do espaçamento entre as linhas de vôo, na direcção perpendicular às linhas de vôo, resultando em uma malha B. O filtro passa-alta tem valores próximos de zero para as baixas frequências. O resultado visual deste tipo de filtro em uma imagem é o realce das diferentes feições de curto comprimento de onda (e.g. contatos, feições artificiais ao longo das linhas de vôo). É importante referir que, na filtragem, as feições de uma imagem são diferenciadas pelos níveis de cinza desta.

Posteriormente é aplicado o filtro passa-baixa na malha B, com comprimento de onda de corte no mínimo igual ao dobro do espaçamento entre as linhas de controle, na direcção da linha de vôo, originando uma malha C. O filtro passa-baixa tem valores próximos de zero para as altas frequências, ou seja, para feições de curto comprimento de onda, suavizando assim a imagem. As altas frequências correspondem a transições abruptas, dos níveis de cinza de uma imagem. Este filtro tem ainda como efeito a eliminação de ruídos da imagem.

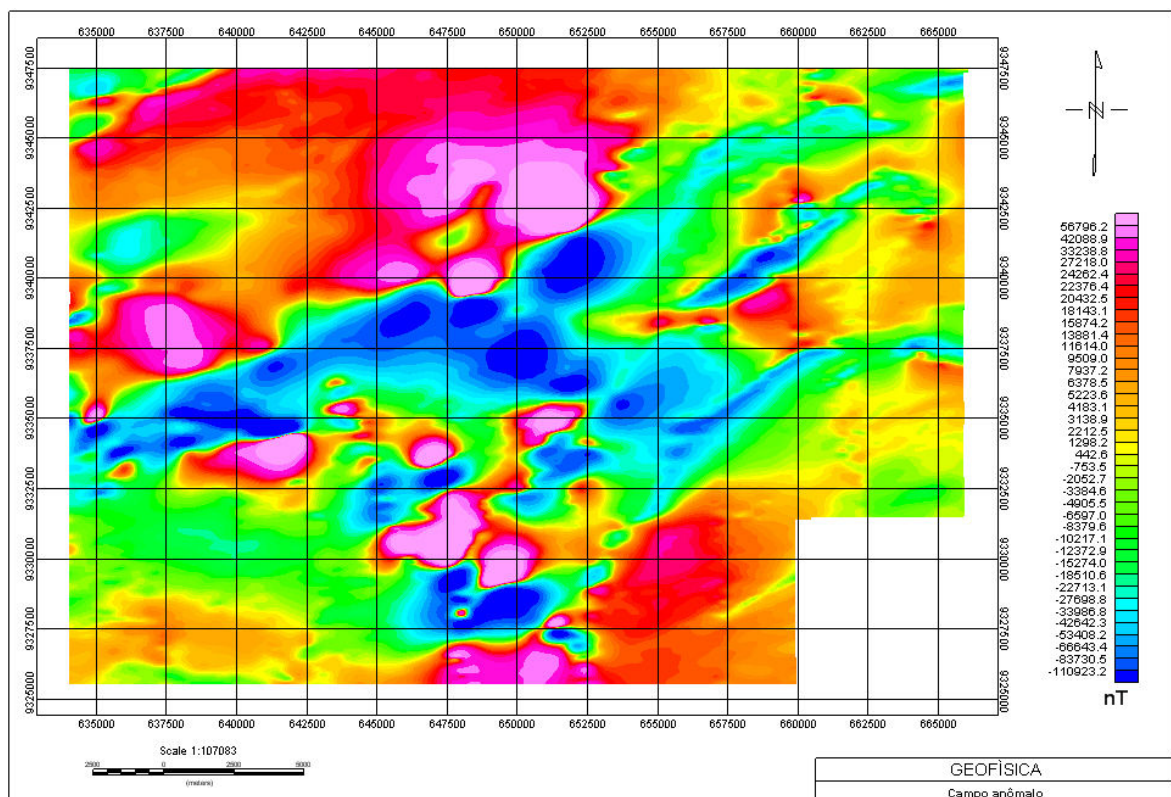
Ao final deste procedimento, a malha C contém os erros de nivelamento que devem ser subtraídos da malha original A, obtendo-se, assim, a malha de dados



micronivelada. Alguns ruídos, que permaneceram na área de baixa intensidade magnética, foram removidos através da aplicação de um filtro de média móvel, do tipo Hanning, com janela 3x3 .

Como resultado do pré-processamento dos dados, foi possível obter o campo anômalo micronivelado, utilizado como a grade de dados principal para aplicar as transformações lineares posteriormente definidas (Figura 10).

Através deste é possível verificar a tendência de alongamento das anomalias dipolares segundo o eixo NE.



**Figura 10. Mapa do campo magnético anômalo micronivelado, sem os ruídos remanescentes das áreas de baixa intensidade magnética.**

## Métodos de estimativa de profundidades

### Deconvolução de Euler

O método da deconvolução de Euler (Reid *et al.*, 1992), diferentemente dos outros métodos não assume como premissa um modelo geológico particular, sendo necessário testar diferentes modelos, de forma a adequar a fonte ao modelo real, como representarei a seguir. Qualquer um dos métodos abordados neste projecto pode ser aplicado a qualquer grade ou perfil de dados, destacando inicialmente o método de Euler, na análise de mapas de dados magnéticos.

Apesar da aplicabilidade da equação de homogenidade de Euler não ter sido usada manualmente para gerar os mapas anômalos, esta encontra-se programada no geosoft para assistir na geração dos mapas anômalos podendo ser escrita na forma:

$$(X - X_0) \left( \frac{\delta T}{\delta x} \right) + (Y - Y_0) \left( \frac{\delta T}{\delta y} \right) + (Z - Z_0) \left( \frac{\delta T}{\delta z} \right) = N(\mathbf{B} - \mathbf{T}), \quad (2)$$

onde  $X_0, Y_0$  e  $Z_0$  são referentes à posição da fonte magnética em relação ao campo total  $T$  na posição  $X, Y, Z$ . O valor regional do campo total  $\mathbf{T}$  é o valor  $\mathbf{B}$  da equação. Em notação matricial, a equação de homogenização de Euler pode ser descrita como:

$$\mathbf{A} \times \vec{\mathbf{m}} = \vec{\mathbf{c}} \quad (3)$$

Sendo  $\mathbf{m}$ , o vector de parâmetros desconhecidos,  $\mathbf{A}$  e  $\mathbf{c}$ , são definidos para cada janela móvel de dados com  $n$  observações, levando a equação na forma:

$$\underbrace{\begin{pmatrix} \delta T / \delta X_1 & \delta T / \delta Y_1 & \delta T / \delta Z_1 & N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \delta T / \delta X_n & \delta T / \delta Y_n & \delta T / \delta Z_n & N \end{pmatrix}}_{\mathbf{A}} \times \underbrace{\begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{pmatrix}}_{\vec{\mathbf{m}}} = \underbrace{\begin{pmatrix} X_1.[\delta T / \delta X_1] + Y_1.[\delta T / \delta Y_1] + Z_1.[\delta T / \delta Z_1] + N.T_1 \\ \vdots \\ X_n.[\delta T / \delta X_n] + Y_n.[\delta T / \delta Y_n] + Z_n.[\delta T / \delta Z_n] + N.T_n \end{pmatrix}}_{\vec{\mathbf{c}}} \quad (4)$$

Respeitante ao procedimento computacional, a deconvolução de Euler estima as coordenadas de localização da fonte anômala ( $X_0, Y_0, Z_0$ ) e o nível de base  $\mathbf{B}$ , resolvendo



o sistema linear (2) de  $n$  equações nestas 4 incógnitas via método dos mínimos quadrados, resultando na solução:

$$\vec{m} = (A^T \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot \vec{c} \quad . \quad (5)$$

O grau de homogeneidade  $N$  é interpretado como sendo o índice estrutural (SI), denominado de taxa de decaimento da anomalia com a distância entre a fonte e o campo de medida, sendo um indicador referente à forma geométrica da fonte anômala (tabela 1). O tamanho de janela é o outro parâmetro a ser variado, apesar de ser feito um cálculo de aproximação para esta. O método utiliza a sobreposição de janelas e produz uma solução para cada janela, de modo que o número total de soluções se aproxime do número de pontos da grade. Quando acontece da janela incluir gradientes insignificantes, gradientes de várias fontes, uma grade de baixa resolução de dados ou com alto nível de ruído faz com que a incerteza na solução aumente. Quanto mais baixo for o índice estrutural associado, menor a precisão do resultado, mesmo sendo o índice apropriado, já que índices baixos estão associados a baixos gradientes e curvaturas. Se a seleção de janela for muito restrita, são obtidas algumas profundidades fiáveis, mas algumas estruturas são pouco delineadas, pois há poucas soluções. Se o tamanho da janela for escolhido sem um critério apropriado, estruturas como contactos podem ser envolvidas por soluções provenientes de fontes adjacentes, mascarando as soluções associadas ao ponto de cálculo.

Para a dedução do tamanho de janela, calculei um tamanho médio para dez anomalias da grade, e dividi pelo espaçamento da malha regular, definindo assim uma aproximação de uma solução para cada janela. Isto significa que para uma janela 20 x 20, por exemplo, esta terá um tamanho de 20 vezes o espaçamento da malha regular.

Teoricamente, existem razões para manter a janela o menor possível de forma a não incluir mais que uma solução, mas por outro lado anomalias provenientes de fontes profundas são de representação pobre em janelas pequenas, subestimando as profundidades e posições dessas fontes. Sendo assim, a escolha da janela deve ser baseada no tamanho médio das anomalias e não em suposições devido à subjectividade de resultado em que esta nos coloca.

Índice Estrutural	Forma geométrica da fonte anômala
SI= 0	Contacto
SI=0.5	Contacto inclinado
SI=1	Dique vertical ou soleira
SI=2	Cilindro horizontal ou vertical
SI=3	Esfera ou dipolo

**Tabela 1. Relação entre o Índice Estrutural e a forma geométrica da fonte anômala**

## Gradiente horizontal

O método do gradiente horizontal aplica apenas a derivada horizontal, implicando os dados processados cumprirem certas premissas (Campo magnético regional é vertical, a magnetização das fontes é vertical, contactos são verticais e isolados e as fontes são espessas). Se ocorrer a falha de uma das quatro primeiras premissas pode ocorrer a dispersão dos picos para longe dos contactos magnéticos. A violação da quinta premissa, assumindo fontes finas, pode gerar o aparecimento de picos secundários paralelos aos contactos, e a profundidade estimada será muito superficial e fictícia, e apenas os contactos muito profundos poderão aparecer paralelos aos contactos reais devido aos efeitos dipolares (Phillips, 2000). Contactos com uma inclinação não vertical resultam em uma localização horizontal mais profunda da verdadeira localização (Grauch & Cordell, 1987). Outros factores mais difíceis de rectificar produzem deslocamentos dos picos para longe dos contactos magnéticos tal como a interferência de anomalias próximas, anomalias regionais não planares, variação de altitude ao longo das linhas de voo, limites de uma fonte com ângulo agudo entre eles, efeitos do terreno, limitações de resolução devido ao intervalo do grade ou irregularidade dos contactos. Todos estes factores têm maior interferência quanto menor for a área em estudo, pois a pequena quantidade de picos deslocados, torna-se mais significativa. No geral, a influência destes factores é determinada pelo campo de dados e como ele foi processado.

A interferência de anomalias vizinhas pode causar uma mudança do gradiente máximo. Devido ao princípio da sobreposição, o gradiente horizontal associados a dois corpos é igual à soma dos seus respectivos gradientes horizontais. Além disso, a posição resultante do gradiente máximo não é previsível separando as curvas dos gradientes. Os efeitos do terreno podem ser ignorados para fontes regionais, mais são mais significativos em fontes locais sobre topografia mais acidental, e raramente removidos, devido às largas e imprevisíveis variações na magnetização. Os gradientes máximos associados aos corpos abaixo da superfície topográfica interferem com os gradientes máximos associados à superfície topográfica, que igualmente possui contrastes de magnetização, associado ao campo interno (núcleo terrestre) e o campo externo (variações temporais). O rigor dos valores do gradiente horizontal depende apenas da qualidade com que os dados são aplicados pela escolha do intervalo da grade. A importância desse rigor é determinada pela escala. Se o intervalo da grade é maior que duas vezes à distância ao topo de uma fonte fina, o método do gradiente horizontal vai derivar apenas um gradiente máximo em vez dos dois esperados, e a compensação horizontal do gradiente máximo do topo do dique pode reflectir apenas o tamanho do intervalo da grade. Se todos os contactos são verticais e podem ser representados pelos contactos geológicos, não haverá nenhum deslocamento do gradiente máximo mesmo para dados observados em superfícies irregulares. Anomalias magnéticas associadas a cantos de corpos tridimensionais são geralmente pequenas devidas às inerentes propriedades das equações magnéticas. Interpretadores normalmente aplicam as derivadas ou o filtro de rebaixamento do nível de observação, para realçar informação. Apesar da diferenciação que o método pode envolver, não se pode recuperar informação perdida dos cantos das fontes especialmente quando estas estão muito estreitas. (Grauch & Cordell, 1987). Em ordem a satisfazer as duas primeiras premissas (Campo magnético regional vertical e a magnetização das fontes vertical), usualmente é

necessário aplicar o operador de redução ao pólo ao campo magnético. Assim que o campo for reduzido ao pólo, o campo magnético regional e a maioria da magnetização das fontes serão verticais, excepto as fontes com uma magnetização remanescente, originária de um arrefecimento brusco do mineral magnético na presença de um campo externo, típico de rochas ígneas vulcânicas, tal como o basalto (Phillips 1998). Ora, como é referido, a redução ao pólo actua como um princípio básico do método do gradiente horizontal, o que para as baixas latitudes da nossa área em estudo, apresenta-se como uma desvantagem na aplicação do método. Quando a inclinação do campo geomagnético é próxima a zero, estruturas segundo a direcção Norte-Sul não produzem nenhuma anomalia excepto nas extremidades. Neste caso, para obter uma aceitável redução ao pólo, é necessária a existência de coeficiente de altos valores, cobrindo uma larga área do domínio. Apesar disso, os altos valores de coeficientes, operam acima do ruído, o qual é esperado algum aperfeiçoamento, sendo que assim, o problema da redução ao pólo a baixas latitudes pode ser considerado um problema instável.

Grande parte do trabalho científico tem tratado este problema aplicado no domínio do número de onda a partir da multiplicação da transformada de Fourier observada no campo magnético com o operador da redução ao pólo no domínio do número de onda:

$$K(r, \theta) = \frac{1}{[\cos I_0 \cos(D_0 - \theta) + \sin I_0][\cos I \cos(D - \theta) + \sin I]} \quad (6)$$

A equação 6 mostra que próximo ao equador magnético ( $I_0 \approx 0$  graus) e para valores de  $\theta$  próximos a  $D_0 \pm 90$  graus, o peso da parte imaginária e complexa do filtro é muito alto. Na prática, este filtro opera no espectro dos dados de origem, cujo espectro contém imperfeições devido ao efeito aliasing e ao fenómeno de gibbs. Sendo assim, é de esperar uma pior eficácia deste filtro para baixas latitudes mesmo na ausência de ruído, já que as imperfeições no espectro vão ser realçadas pelos largos valores de peso do filtro ao longo da direcção de  $D_0 \pm 90$  graus. Relembrando que a direcção  $D_0 \pm 90$  graus no domínio do número de onda corresponde á direcção no domínio espacial, é esperado que ocorra uma tendência aparente ao longo desta direcção na redução ao pólo de anomalia a baixa latitude.

No nosso caso, como era previsto, devido ás baixas latitudes, a redução ao pólo do campo anômalo provocou visíveis distorções das anomalias, o que torna a análise de difícil compreensão. Para o método do gradiente horizontal, a magnitude do seu gradiente, é definida como:

$$|H(h)| = \left| \frac{\partial M}{\partial h} \right| \quad , \quad (7)$$

para o seu perfil de dados, e como

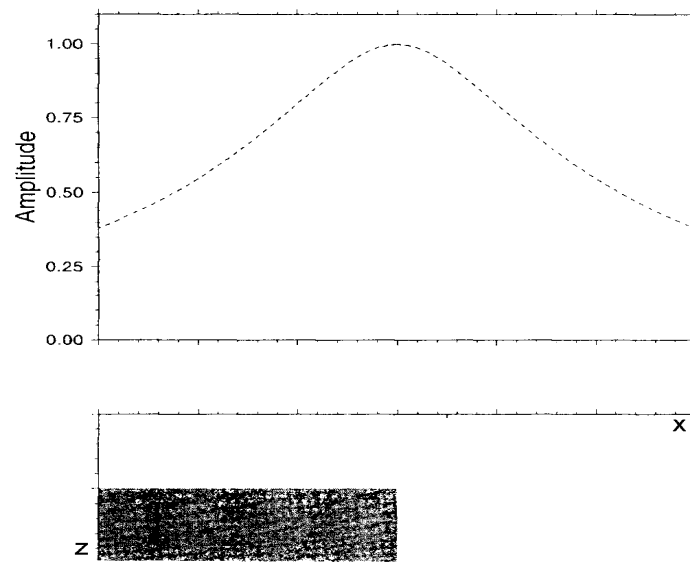
$$|H(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad , \quad (8)$$

para a grade de dados, onde  $M$  é o campo magnético.

Para aplicar este método ao campo de dados, os gradientes do campo nas duas direcções ortogonais,  $x$  e  $y$  são calculados usando uma aproximação de diferença finita. Depois, a equação 8 é resolvida pela magnitude do gradiente horizontal para cada ponto do grade, e uma nova grade contendo a magnitude do gradiente horizontal é criada (Casto, 2001). O programa HDEP de Phillips (1997), do Potencial-Field Geophysical Software, usado para o nosso processamento de dados referente á estimativa de profundidades e localização das fontes, usa uma aproximação de tamanho de janela 5 x 5 para localizar os picos e determinar sua direcção de strike. Assim que o pico é localizado e a direcção de strike é conhecida, os dados processados, juntamente com a janela e um conjunto de dados perpendiculares à direcção de strike, podem ser usados para determinar a profundidade do contacto através da realização de um mínimo de equações ajustadas ao modelo teórico do gradiente magnético horizontal sobre o contacto. A curva teórica é dada segundo:

$$|H(h)| = \frac{\alpha d}{h^2 + d^2} \quad , \quad (9)$$

onde  $h$  é a distância horizontal do contacto,  $d$  a profundidade de topo do contacto, e  $\alpha$  uma constante definida pelo contraste de susceptibilidade ao longo do contacto magnético, pelo inclinação e força do campo magnético terrestre, e o ângulo entre o norte magnético e o eixo positivo de  $x$  (Phillips, 2000). A aproximação mínima de equações fornece uma estimativa da profundidade, e seu erro, podendo ser expressa em percentagem de profundidade. Normalmente, apenas profundidades estimadas com um erro de 15% ou menor, são retidas na apresentação final (Roest & Pilkington, 1993).



**Figura 11. A magnitude do gradiente horizontal bi-dimensional sobre um contacto magnético (Roest & Pilkington, 1993).**

## Sinal analítico

O sinal analítico ou “envelope” de energia das anomalias magnéticas foi desenvolvido por Nabighian (1972), e baseia-se num conjunto de métodos semi-automáticos aplicados às derivadas verticais e horizontais, independente dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direcção de magnetização da fonte. Este facto torna-se uma grande vantagem devida á exclusão da necessidade de redução ao pólo, e conhecimento das características das fontes sem necessidade de conhecer a direcção de magnetização da fonte (Roest *et al.*, 1992). Sendo assim, os picos anômalos são projectados directamente sobre os contactos. Isto é muito importante, especialmente em áreas onde a magnetização remanescente não é conhecida.

Nabighian (1972; 1984) demonstrou que a aplicação conjunta do gradiente horizontal e do gradiente vertical ao campo anômalo complementa o sinal analítico. Este conseguiu demonstrar, através de funções compostas por gradientes ortogonais, a importante característica da amplitude do sinal analítico associada ao facto desta simbolizar, através dos picos anômalos, os contactos das estruturas (Hsu *et al.*, 1996).

Definindo  $\hat{x}$ ,  $\hat{y}$  e  $\hat{z}$  como vectores unitários, na direcção -x, -y e -z, respectivamente, o sinal analítico do campo potencial anômalo  $M$  pode ser descrito como:

$$A(x, y) = \left( \frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z} \right). \quad (10)$$

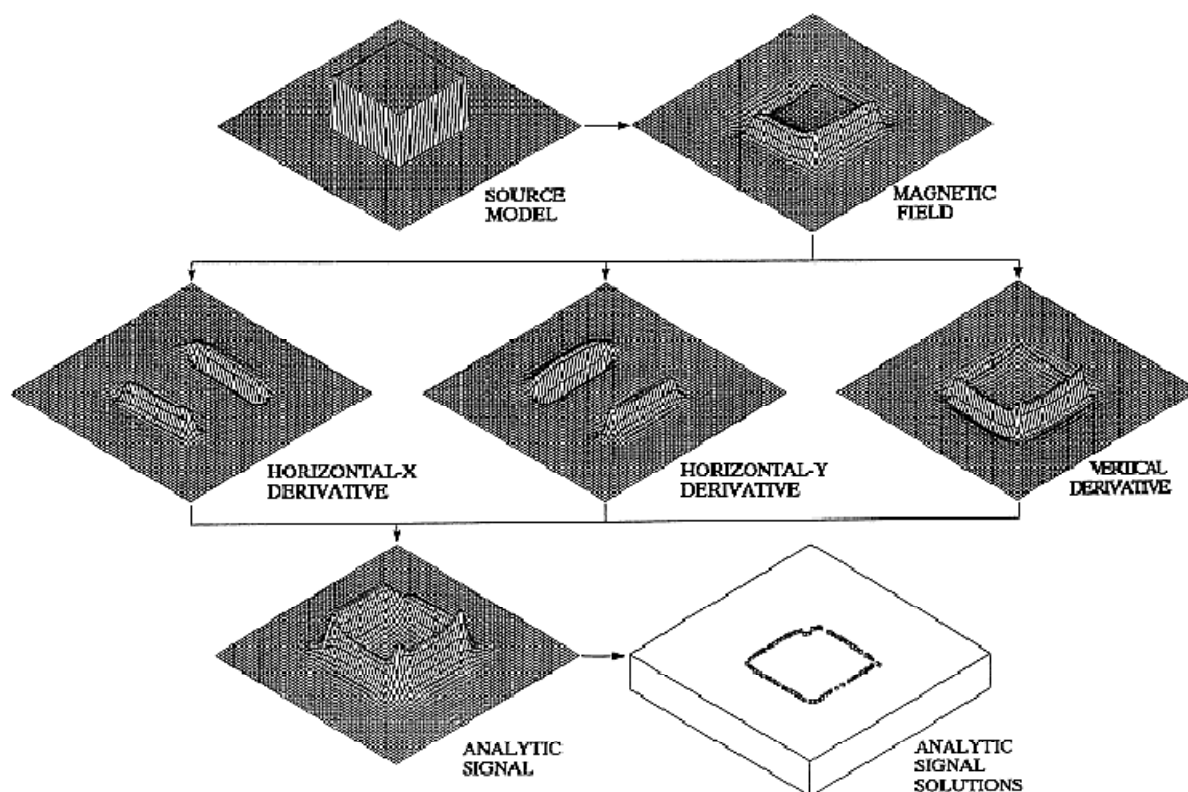
A amplitude do sinal analítico ou o seu valor absoluto é dado segundo:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}. \quad (11)$$

Uma sub-aplicação do sinal analítico é denominada de fase local, que corresponde ao valor angular entre a coordenada  $z$  e as abcissas, que pode ser expresso por:

$$\theta = \tan^{-1} \left[ \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial h}} \right]. \quad (12)$$

Esta sub-aplicação pode ser útil para um melhor realce local do contraste da susceptibilidade magnética que, apesar de não ser aplicado ao campo anômalo da nossa região, é necessário para o procedimento matemático no domínio do número de onda local, descrito posteriormente.

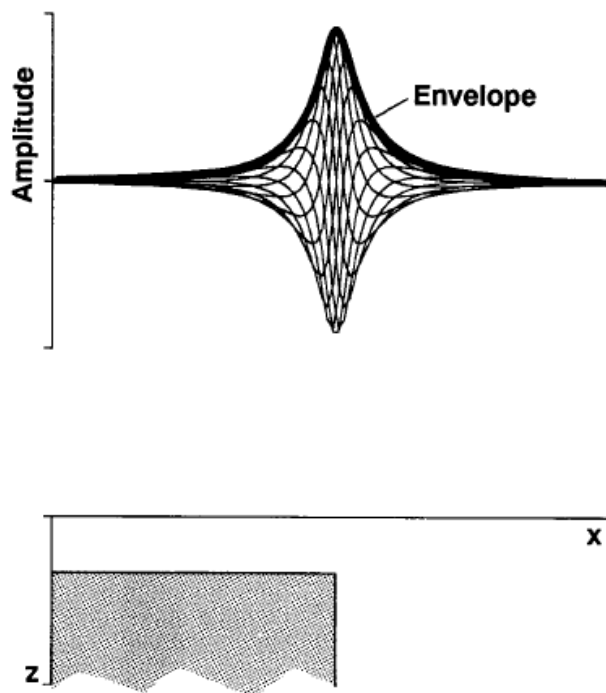


**Figura 12. A composição do sinal analítico, a partir das derivadas horizontais e vertical, gera a amplitude do sinal analítico. Os valores máximos desse sinal podem ser usados para determinar as bordas do corpo e estimar suas profundidades (Roest *et al.*, 1992).**

A função da amplitude do sinal analítico actua como o “envelope” de todas as fases de mudança de uma anomalia observada e picos sobre contactos magnéticos, independentemente da direcção do campo magnético regional, da magnetização da fonte e do mergulho do contacto. (Roest *et al.*, 1992). No entanto, os contactos necessitam ser isolados e bi-dimensionais. A amplitude máxima do sinal analítico é dependente da intensidade de magnetização, da inclinação do campo terrestre e da direcção de strike dos contactos geológicos.

Como prova deste facto, Roest *et al.*, 1992 calcularam o valor do sinal sobre um contraste de magnetização vertical (figura 13). Através da análise da figura, é possível deduzir que a forma do envelope das fases de mudança do sinal é independente da distorção do perfil observado, devido ao intervalo de alcance total (360 graus) dos

parâmetros das fases de mudança, que se encontram envolvidos. O “envelope” apresenta um máximo sobre o contraste magnético. Quando usamos esta técnica num local onde não é possível determinar diferenciação de contraste magnético, o envelope aparece circundante, e este é semelhante e independente para qualquer direcção de magnetização e campo induzido.



**Figura 13. O valor absoluto do sinal analítico, conhecido como a energia envolvente. As curvas individuais dentro do invólucro representam as fases de mudança em passos de 30 graus (Roest *et al.*, 1992).**

Desde que a amplitude do sinal analítico se apresente definida sobre contrastes magnéticos, esta pode ser usada para encontrar a localização horizontal e profundidades dos contrastes magnéticos. Este método de localização de contacto é facilmente aplicado à grade de dados.

O primeiro passo é calcular a grade da amplitude do sinal analítico a partir da grade das anomalias magnéticas. Os gradientes do campo da grade das anomalias magnéticas nas duas direcções horizontais ortogonais,  $\hat{a}_x$  e  $\hat{a}_y$ , são calculados usando uma aproximação de diferença finita. Uma janela 3x3 passa por cada ponto da grade, sendo calculadas as diferenças médias entre os pontos da grade na direcção x e y. A amplitude do sinal analítico é calculada para cada ponto da grade usando a equação 10.

O segundo passo é encontrar picos na amplitude do sinal analítico. O valor dos picos é localizado através da inserção de uma janela 3x3 com a nova grade criada e através da localização do máximo local. Cada intersecção da grade, excepto para as linhas e colunas nas margens, é comparada com as suas oito intersecções vizinhas em quatro direcções (ao longo da linha, coluna e ambas as diagonais) para encontrar qualquer máximo local presente. Se um máximo local é encontrado, é mais fácil encontrar



uma localização horizontal e uma magnitude do máximo mais precisa através da interpolação de uma polinomial de segunda ordem pelo trio de pontos.

A localização horizontal  $x_{max}$  do máximo relativo para a posição do ponto de intersecção da grade,  $g_{i,j}$  é dada por:

$$x_{max} = -\frac{bd}{2a} \quad , \quad (13)$$

onde:

$$a = \frac{1}{2}(g_{i-1,j} - 2g_{i,j} + g_{i+1,j}), \quad (14)$$

$$b = \frac{1}{2}(g_{i+1,j} - g_{i-1,j}) \quad , \quad (15)$$

e  $d$  é a distância entre as intersecções da grade. A magnitude  $g_{max}$  da amplitude do sinal analítico no  $x_{max}$  é dada por:

$$g_{max} = ax_{max}^2 + bx_{max} + g_{i,j} \quad . \quad (16)$$

O maior  $g_{max}$  e o seu correspondente  $x_{max}$  são escolhidos para as intersecções da grade com mais de um máximo local. Outro critério para selecção do máximo é o uso do índice  $N$ , que é definido como o número de máximo encontrado numa janela 3x3. O índice  $N$  dá a indicação da linearidade de um máximo. Se o  $N$  é 1, a anomalia é linear, mas inclinada; Se o  $N$  é 4, o máximo é um pico local. Em geral, os índices 1 e 2 são os mais usados.(Casto, 2001).

O terceiro passo é calcular as profundidades dos contactos apenas quando a localização dos picos na amplitude do sinal analítico tiver sido determinada. Phillips (1997) usa uma aproximação similar para encontrar o máximo, mas usa uma janela 5x5 para localizar ambos os picos na amplitude do sinal analítico a suas direcções de strike. Quando algoritmo encontra o azimuth da secção de perfil através do máximo, esta é assumida perpendicular ao strike de uma anomalia linear. Assim que as cristas e suas direcções de strike são conhecidos, através da janela e o perfil perpendicular ao strike, a grade pode ser usada para determinar a profundidade do contacto através do método dos mínimos quadrados aplicado à curva teórica da amplitude do sinal analítico bi-dimensional sobre um contacto (Phillips, 2001). A curva é dada por:

$$|A(x)| \propto \frac{\alpha}{\sqrt{x^2+d^2}} , \quad (17)$$

com  $x$  sendo a distancia horizontal ao contacto,  $d$  a profundidade ao topo do contacto e  $\alpha$  uma constante (Nabighian, 1972). O parâmetro  $\alpha$  é produto do contraste de susceptibilidade ao longo do contacto magnético, da inclinação e força do campo magnético terrestre, e o ângulo entre o norte magnético e o eixo positivo de  $x$ . A aplicação dos mínimos quadrados define o cálculo de ambas as profundidades e o seu erro, que pode ser expresso como uma percentagem da profundidade. Um ajuste pobre pode indicar uma distribuição de dados esparsa e/ou pouco homogênea ou interferência de múltiplas anomalias (Casto, 2001). Para a interpretação final, Phillips (1997) recomenda reter apenas as soluções com um erro de 15% ou melhor. Quando existem picos do sinal analítico provenientes de dois contrastes, com espaçamento menor que as suas profundidades, estes podem combinar-se em um pico apenas, sendo necessário assim tomar precaução no cálculo de profundidades de fontes, através do sinal analítico. Este efeito de interferência de várias anomalias pode ser reduzido estimando as profundidades segundo intervalo de 60 a 80 % da amplitude do sinal. Outra situação que merece atenção é relativa ao espaçamento da grade, que se for muito grande, pode não haver pontos suficientes para criar resultados credíveis.

Concluindo, a informação gerada pela aplicação do método do sinal analítico no campo anômalo merece especial atenção devido a diversos parâmetros de análise que podem desajustar os dados: (i) a amplitude do sinal analítico varia com a magnetização efetiva, levando a problemas quando o sinal analítico é interpretado próximo ao equador magnético; (ii) quando o sinal analítico é resultado de contrastes que estão proximamente espaçados ou profundos, sua análise torna-se mais complexa do que se fosse um único contraste magnético, sendo necessário um desenvolvimento de realce do sinal analítico de forma a reduzir este efeito (Hsu *et al.*, 1996). Sendo assim, mesmo com os resultados do valor absoluto do sinal analítico, o processo não é linear e os resultados não podem ser projectados por simples etapas; (iii) o sinal analítico sobre estruturas intersectadas por um ângulo agudo é de difícil análise devido á combinação não linear de sinais; (iv) como o sinal analítico é deduzido da derivada do campo anômalo, os erros provocados pelo posicionamento do avião e ruídos em geral serão realçados (Roest *et al.*, 1992).

## Número de onda local

O número de onda local é descrito com detalhes no trabalho de Thurston & Smith (1997), no qual a teoria do sinal analítico é estendida através do cálculo de três atributos complexos cujos parâmetros das fontes podem ser determinados. No caso de dados espaciais magnéticos, estes atributos incluem a amplitude local, fase local e o número de onda local.

Assumindo uma fonte 2-D, a partir da definição do sinal analítico e da fase local, anteriormente referida, definimos a frequência local, como sendo o grau de mudança da fase local em relação a  $x$ . O seu valor é dado por:

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left[ \frac{\frac{\partial M}{\partial Z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right], \quad (18)$$

onde  $Z$  e  $x$  são coordenadas cartesianas para a direcção vertical e a direcção perpendicular ao strike, respectivamente.

Na análise do campo potencial, é conveniente usar o número de onda local, definido por  $k$ , em vez de  $f$ , sendo:

$$k = 2\pi f \quad . \quad (19)$$

Efectuando a substituição, definimos a expressão do número de onda local:

$$k = \frac{\partial}{\partial x} \left( \tan^{-1} \left[ \frac{\frac{\partial M}{\partial Z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right] \right) \quad . \quad (20)$$

Para mostrar a aplicação de atributos complexos no uso da localização de contactos, profundidade, inclinação e susceptibilidade magnética, é necessário definir

inicialmente as expressões para o gradiente vertical e horizontal para um contacto inclinado:

$$\frac{\partial M}{\partial z} = 2KFc \sin d \times \frac{x \cos(2I-d-90) - h \sin(2I-d-90)}{h^2 + x^2}; \text{ e} \quad (21)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 2KFc \sin d \times \frac{h \cos(2I-d-90) - x \sin(2I-d-90)}{h^2 + x^2}, \quad (22)$$

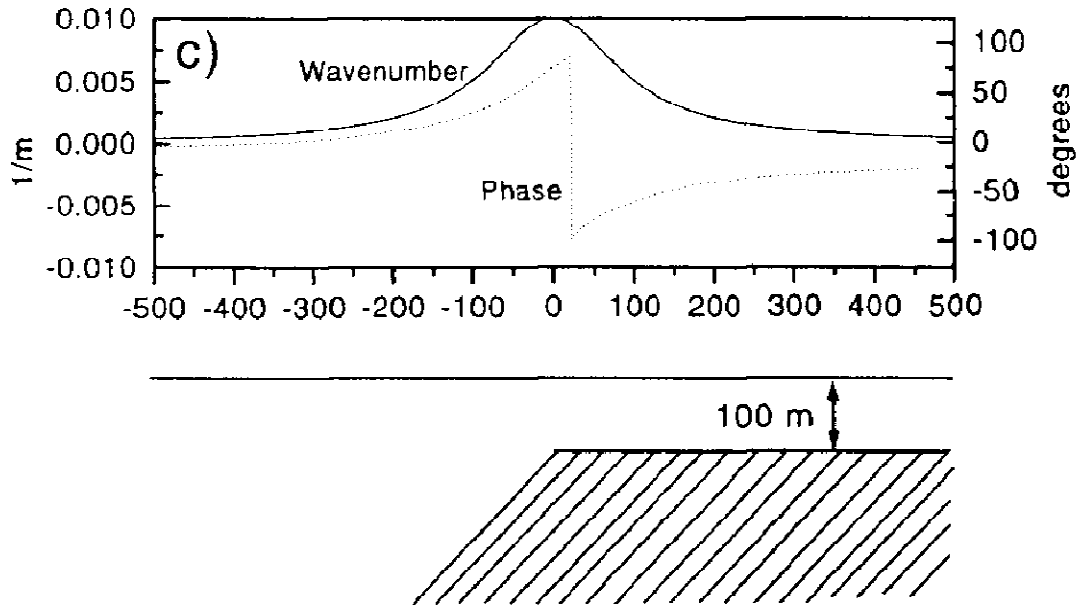
onde  $K$  é o contraste de susceptibilidade no contacto,  $F$  a magnitude do campo magnético terrestre,  $c = 1 - \cos^2 i \sin^2 \alpha$ ,  $\alpha$  o ângulo entre o eixo positivo de  $x$  e o norte magnético,  $i$  inclinação do campo geomagnético,  $\tan I = \tan i / \cos \alpha$ ,  $d$  a inclinação, medida do eixo positivo de  $x$ ,  $h$  a profundidade de topo do contacto e todos os parâmetros trigonométricos estão em graus. Substituindo as equações 21 e 22 na expressão do número de onda local temos que a curva teórica do número de onda local bi-dimensional por cima de um contacto é dada por:

$$k = \frac{h}{h^2 + x^2}, \quad (23)$$

onde a coordenada do sistema foi definida tal que  $x = 0$  está directamente sobre o contacto. A equação 23 evidencia que o número de onda local é independente da direcção de magnetização. Sendo assim, os picos representam os limites das fontes, que se encontram para valores de  $x = 0$ . Assumindo  $x = 0$ , podemos calcular a profundidade local definida por

$$h = \frac{1}{k}. \quad (24)$$

Como se pode verificar, o número de onda local é inversamente proporcional á profundidade de topo dos contactos, sendo assim susceptível de concluir que para grandes profundidades das fontes, teremos valores baixos do número de onda local, assumindo um ponto de observação acima do contacto ( $x = 0$ ).



**Figura 14. O número de onda bi-dimensional sobre um contacto magnético (Thurston & Smith, 1997).**

Para definir o mergulho local, denotado por  $d$ , as expressões definidas para os gradientes do contacto inclinado são substituídas pela expressão da fase local definida para o método do sinal analítico, dada por

$$\theta = \tan^{-1} \left( \frac{x \cos(2I-d-90) - h \sin(2I-d-90)}{h \cos(2I-d-90) - x \sin(2I-d-90)} \right). \quad (25)$$

A inclinação do contacto pode ser calculada definindo  $x = 0$  e reorganizando a equação de forma a obter

$$d = \theta + 2I - 90. \quad (26)$$

Na dedução desta equação, e na posterior, é assumida a ausência de magnetização remanescente. Por fim, a susceptibilidade local é dada definindo  $x = 0$  e substituindo as equações dos gradientes horizontais e verticais para contactos inclinados, pela equação da amplitude do sinal analítico. Se a profundidade local e a inclinação local são usadas no espaço da profundidade e inclinação, respectivamente, então

$$K = \frac{|A|}{2kFc \sin d} \quad . \quad (27)$$

As duas equações definidas anteriormente fornecem o mergulho local e o contraste da susceptibilidade local apenas para os limites das fontes ( $x = 0$ ). Devido ao facto destas funções não assumirem necessariamente extremos para esta posição ( $x = 0$ ), torna-se necessário primeiro determinar as posições dos limites das fontes através do máximo do número de onda local.

O número de onda local, assim como o sinal analítico, gera picos sobre os contactos magnéticos e é independente da direcção do campo magnético regional, da magnetização da fonte e do mergulho do contacto. Na dedução de profundidade, mergulho e susceptibilidade local, foi assumido que não há interferência de anomalias adjacentes. Este tipo de interferências proporciona erros aos resultados para qualquer algoritmo automático, mas como estamos a calcular a segunda derivada para gerar imagens, a interferência é muito menor do que se estivesse a usar o campo total ou a primeira derivada.

O cálculo dos parâmetros da fonte podem ser executados directamente no campo magnético, estimando a direcção de strike para cada ponto da grade, calculando o gradiente vertical no domínio da frequência, e o gradiente horizontal na direcção perpendicular ao strike, através do método dos mínimos quadrados. O procedimento seguinte reduz-se aos passos de cálculo referido nas equações anteriores. Este procedimento envolve duas vantagens. Primeiro, elimina os erros causados pelas linhas de vôo que não estão perpendiculares á direcção de strike. Segundo, não há dependência na escolha de tamanho de janela ou tamanho de operador, ao contrário do método de deconvolução de Euler (Smith & Thurston, 1997).

O método do número de onda local tem a reputação de melhor se assemelhar á geologia se comparado ao campo magnético total e suas derivadas. O melhor cálculo dos parâmetros das fontes é obtido para estruturas 2-D assumindo o modelo inicial de um contacto mergulhante com infinita espessura (Casto 2001). O cálculo do mergulho ou susceptibilidade são apenas confiáveis se a magnetização remanescente é baixa.

## Resultados

Neste capítulo são apresentadas as tabelas com os resultados estatísticos obtidos com os quatro métodos de estimativa de profundidades, bem como os respectivos mapas de profundidades. Esses resultados serão analisados e discutidos na secção posterior.

Figura 15. Histogramas do número de soluções em função da profundidade, respeitantes ao método de deconvolução de Euler, Gradiente Horizontal, Sinal Analítico e Número de Onda local. Os histogramas do método de deconvolução de Euler apresentam-se definidos para todas as soluções e para o intervalo de profundidade de 0 a 2000m. O Histograma do método do Número de Onda local é apresentado segundo a redução ao pólo e sem a redução.

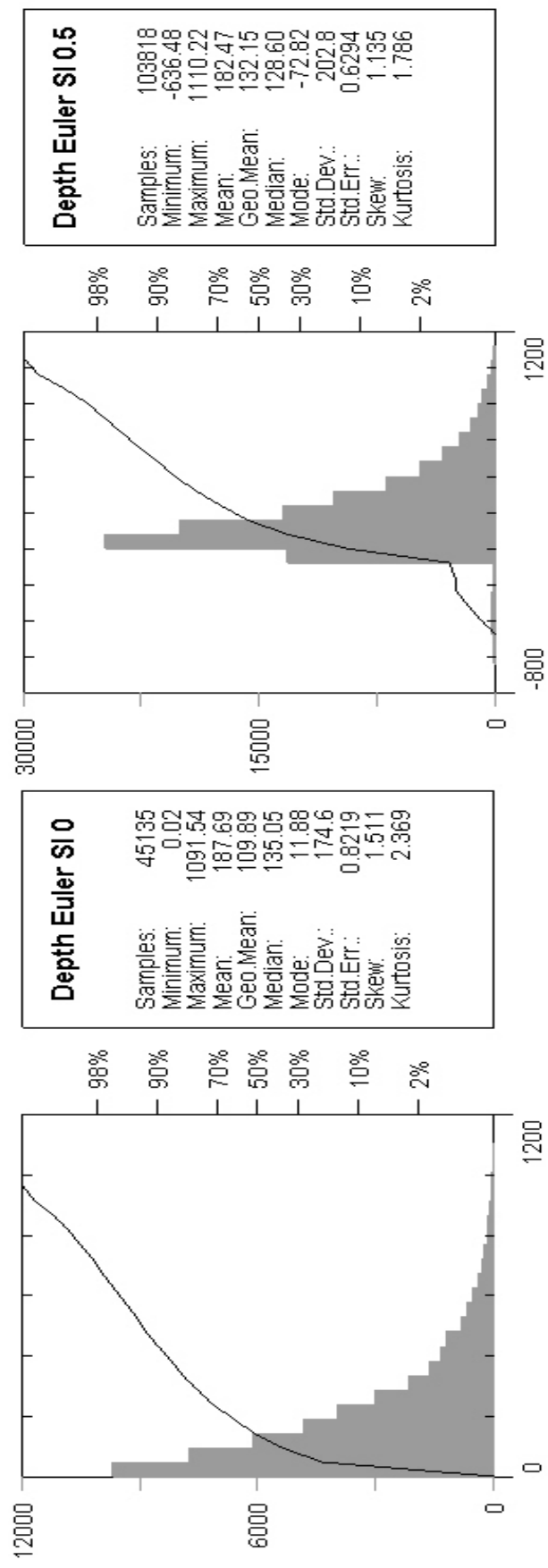


Figura 15 cont...

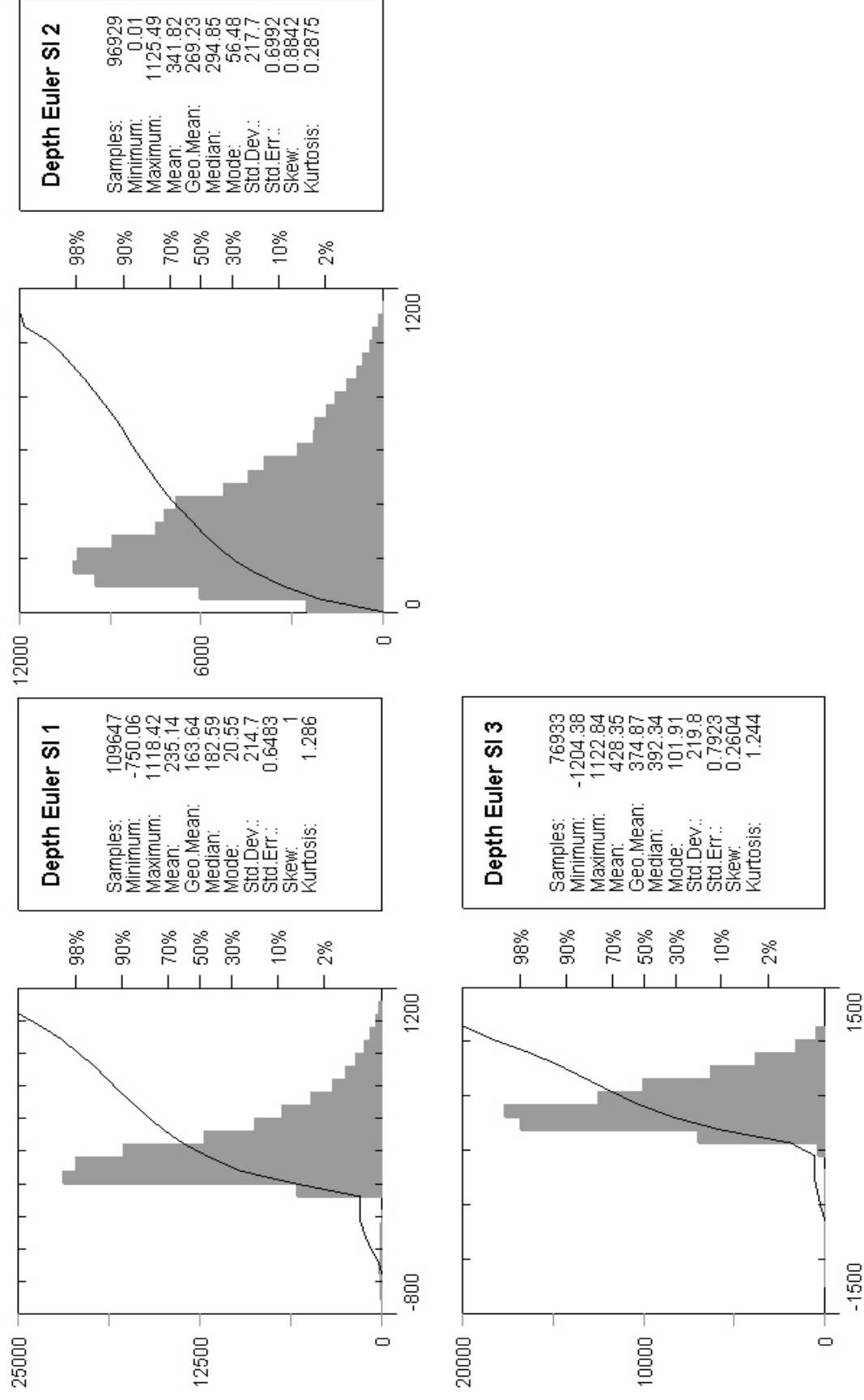
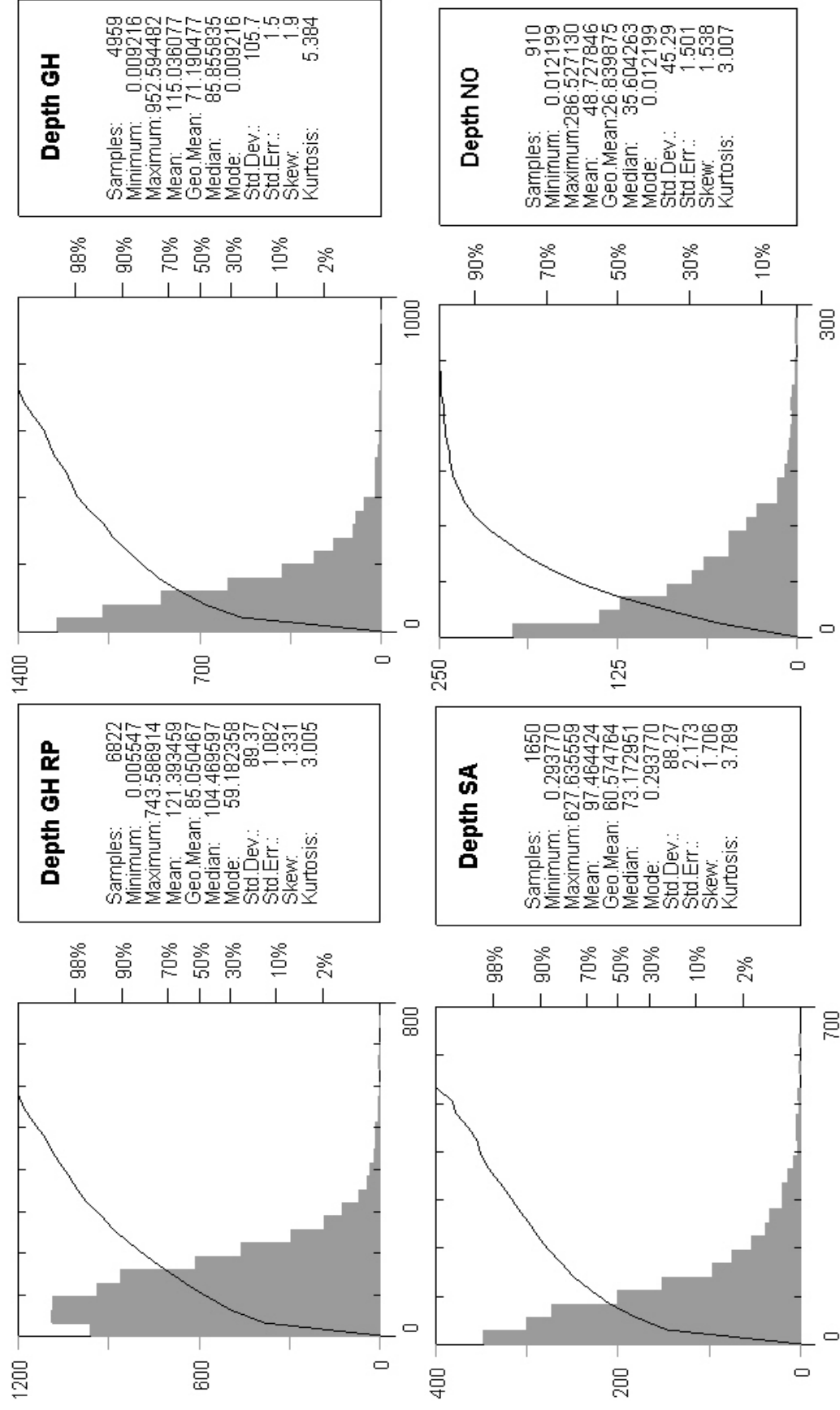




Figura 15 cont...



**Tabela 2. Dados estatísticos referentes à distribuição das soluções em profundidade.**

<b>Método</b>	<b>Nº Soluções</b>	<b>Mín</b>	<b>Máx</b>	<b>Média</b>	<b>Média Geométrica</b>	<b>Mediana</b>	<b>Moda</b>	<b>Des. Padrão</b>	<b>Erro (Des.Padrão)</b>	<b>Assimetria</b>	<b>Curtose</b>
<b>Euler SI 0</b>	62274	-1035	1091	94.90	109.89	72.57	-300	220.4	0.8795	0.466	1.275
<b>Euler SI 0 (0-2000m)</b>	45135	0.02	1091	187.69	109.89	135.05	11.88	174.6	0.8219	1.511	2.369
<b>Euler SI 0.5</b>	103818	-636	1110	182.47	132.15	128.60	-72.82	202.8	0.6294	1.135	1.786
<b>Euler SI 0.5 (0-2000m)</b>	89838	0.00	1110	217.90	132.15	160.85	25.64	193	0.6438	1.358	1.715
<b>Euler SI 1</b>	109647	-750	1118	235.14	163.64	182.59	20.55	214.7	0.6483	1.000	1.286
<b>Euler SI 1 (0-2000m)</b>	103361	0.00	1118	252.40	163.64	196.26	20.55	207.2	0.6440	1.197	1.102
<b>Euler SI 2</b>	96929	0.01	1125	341.82	269.23	294.85	56.48	217.7	0.6992	0.884	0.288
<b>Euler SI 2 (0-2000m)</b>	97420	-977	1125	338.45	269.23	293.45	56.48	223.2	0.7151	0.646	0.919
<b>Euler SI 3</b>	76993	-1204	1122	428.35	373.87	392.34	101.91	219.8	0.7923	0.260	1.244
<b>Euler SI 3 (0-2000m)</b>	76874	2.81	1122	430.70	374.63	392.65	91.26	213.2	0.769	0.601	-0.218
<b>GH</b>	4959	0.01	952	115.04	71.19	85.86	0.0092	105.7	1.5	1.9	5.384
<b>GH RP</b>	6822	0.01	743	121.39	85.05	104.40	58.18	89.37	1.082	1.331	3.005
<b>AS</b>	1650	0.29	627	97.00	60.57	73.17	0.29	88.27	2.17	1.71	3.789
<b>NO</b>	910	0.01	286	48.73	26.84	35.60	0.01	45.29	1.50	1.54	3.007

**Tabela 3. Profundidade e o respectivo erro associado ao depósito mineral para cada método de estimativa de profundidade**

<b>Método</b>		<b>D1(Au,Pt,Pd)</b>	<b>D2(Au)</b>	<b>D3(Pt,Pd)</b>	<b>D4(Fe)</b>	<b>D5(Au)</b>	<b>D6(Cu,Au)</b>
<b>Euler SI 0</b>	Profundidade(m)	-	267	-	12.36	2.55	-
	Erro	-	4.35	-	9.73	9.58	-
<b>Euler SI 0.5</b>	Profundidade(m)	496	-	296	435	17	-
	Erro	7.21	-	6.98	3.16	13.82	-
<b>Euler SI 1</b>	Profundidade(m)	149	42	386	614	2	24
	Erro	7.07	10.36	5.48	2.58	14.26	8.01
<b>Euler SI 2</b>	Profundidade(m)	197	132	418	989	29	185
	Erro	11.59	10.12	6.23	2.08	12.99	5.41
<b>Euler SI 3</b>	Profundidade(m)	267	220	249	-	33.05	202
	Erro	13.43	8.25	7.40	-	11.33	5.6
<b>Sinal Analítico</b>	Profundidade(m)	13	130	25	85	36	133
	Erro	10.05	12.37	10.35	11.69	7.82	12.86
<b>Gradiente Horizontal</b>	Profundidade(m)	25	35	153	50	102.39	6.21
	Erro	6.39	13.45	8.18	11.03	5.53	4.01
<b>Gradiente Horizontal Reduzido</b>	Profundidade(m)	61	86	53	161	24	33
	Erro	14.29	6.74	14.41	8.98	13.83	7.91
<b>Número de onda</b>	Profundidade(m)	51	40	1	38	2	94
	Erro	6.63	13.59	13.98	11.88	13.95	13.22

**Tabela 4. Média, desvio padrão e soma aritmética do erro associado à profundidade para todas as soluções.**

<b>Método</b>	<b>Média (erro)</b>	<b>Desvio Padrão (erro)</b>	<b>Soma Aritmética (erro)</b>
<b>Euler SI 0</b>	7.40	3.23	333958
<b>Euler SI 0.5</b>	6.47	3.27	581361
<b>Euler SI 1</b>	6.19	3.27	639473
<b>Euler SI 2</b>	5.70	3.10	552851
<b>Euler SI 3</b>	5.39	2.90	413897
<b>Sinal Analítico</b>	10.28	3.11	16966
<b>Gradiente Horizontal</b>	9.25	3.31	45864
<b>Gradiente Horizontal RP</b>	8.93	3.55	60952
<b>Número de Onda</b>	10.67	2.99	5133

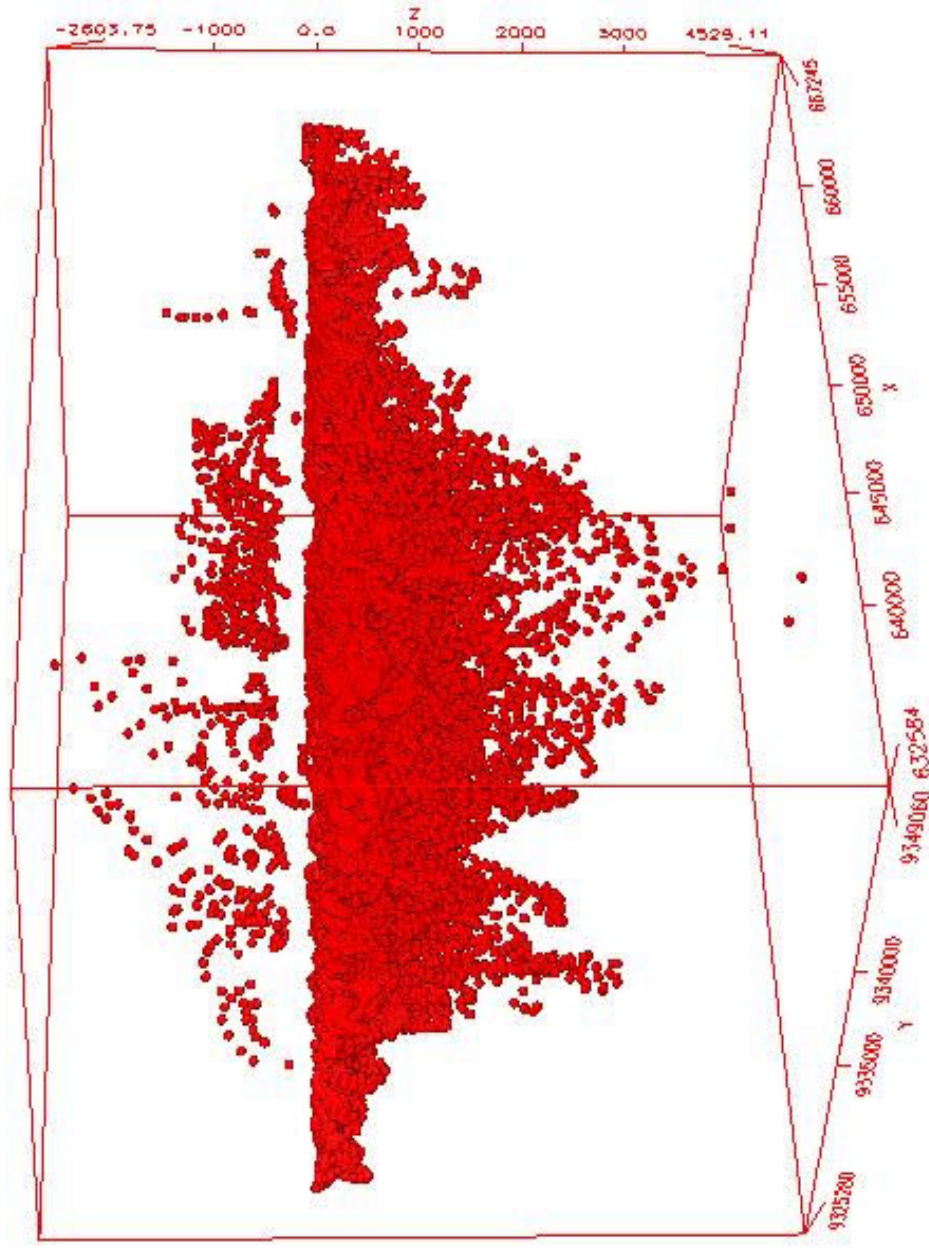


Figura 16. Mapa de soluções de Euler 3D, usado como base para definir um intervalo de valores confiável

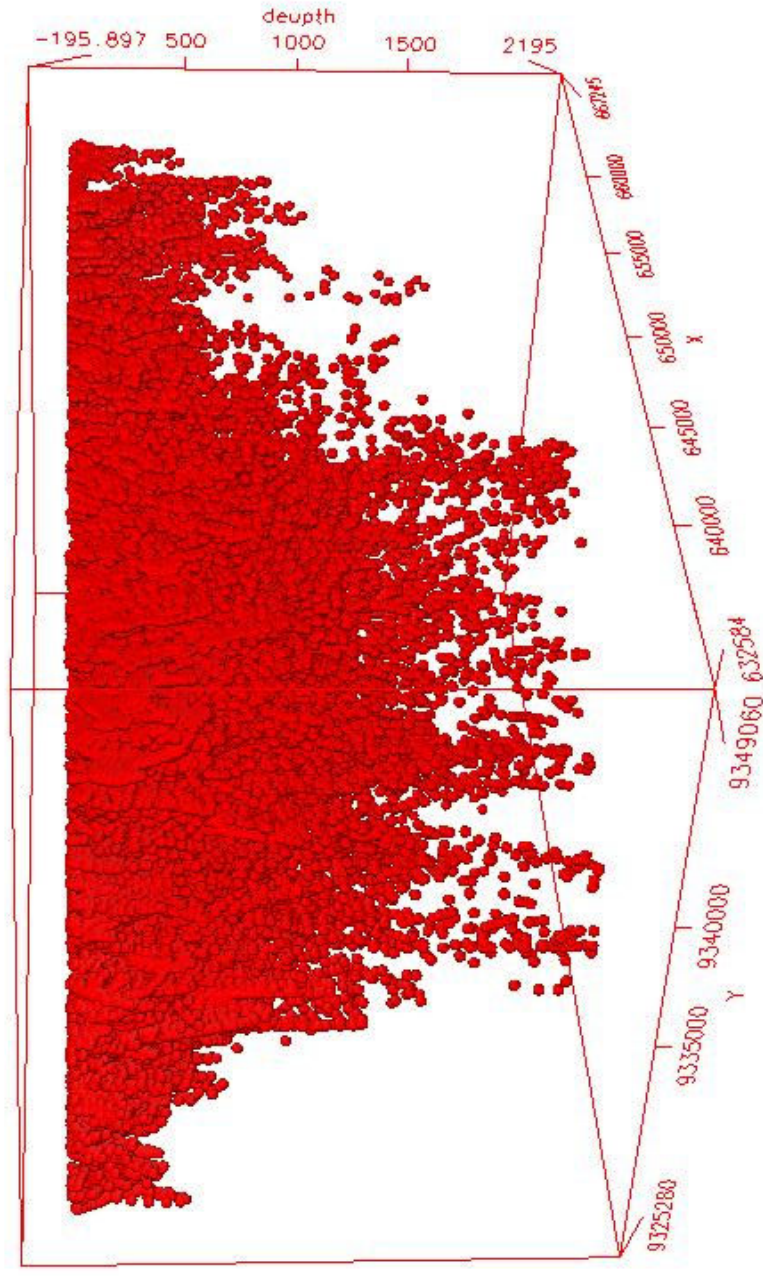
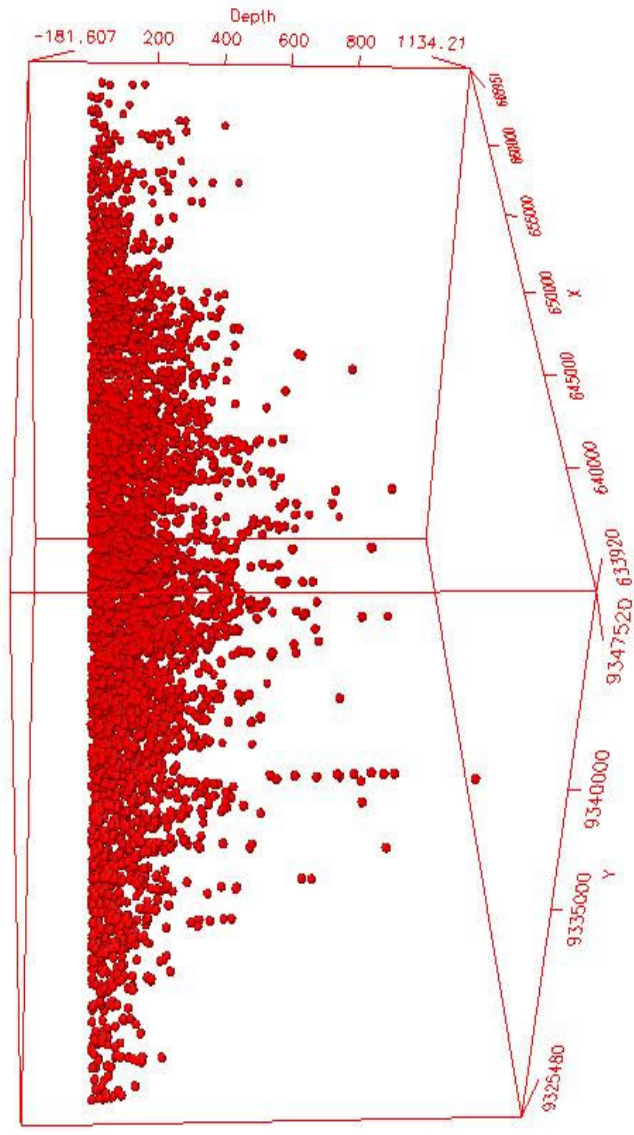
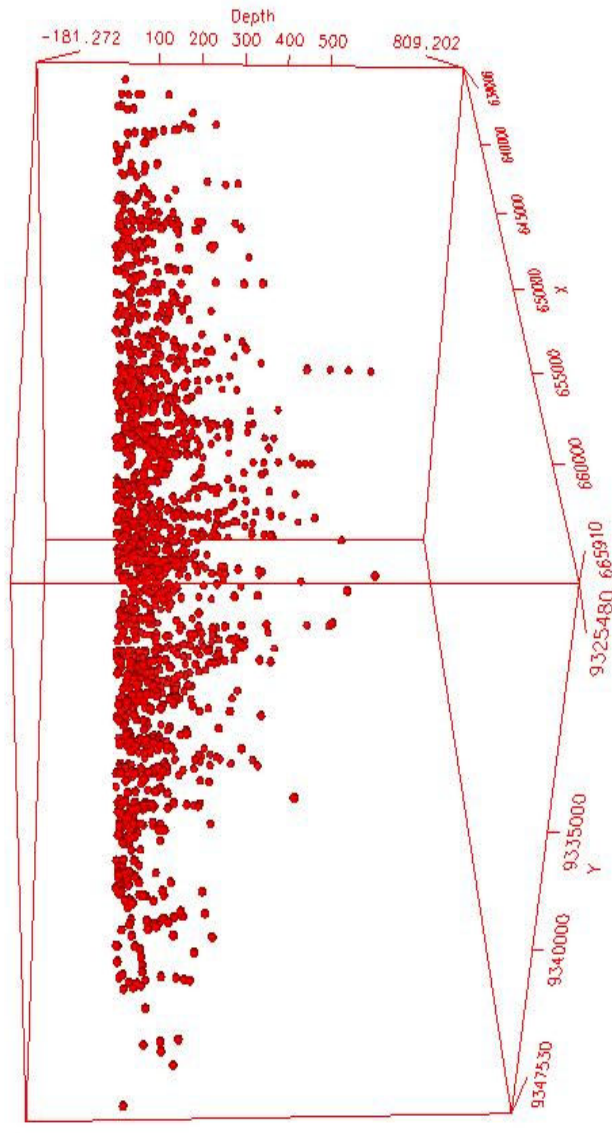


Figura 17. Mapa de soluções de Euler 3D, definido para o intervalo de 0 a 2000 metros de profundidades



**Figura 18 . Mapa de soluções 3D do gradiente horizontal**



**Figura 19. Mapa de soluções 3D do sinal analítico**



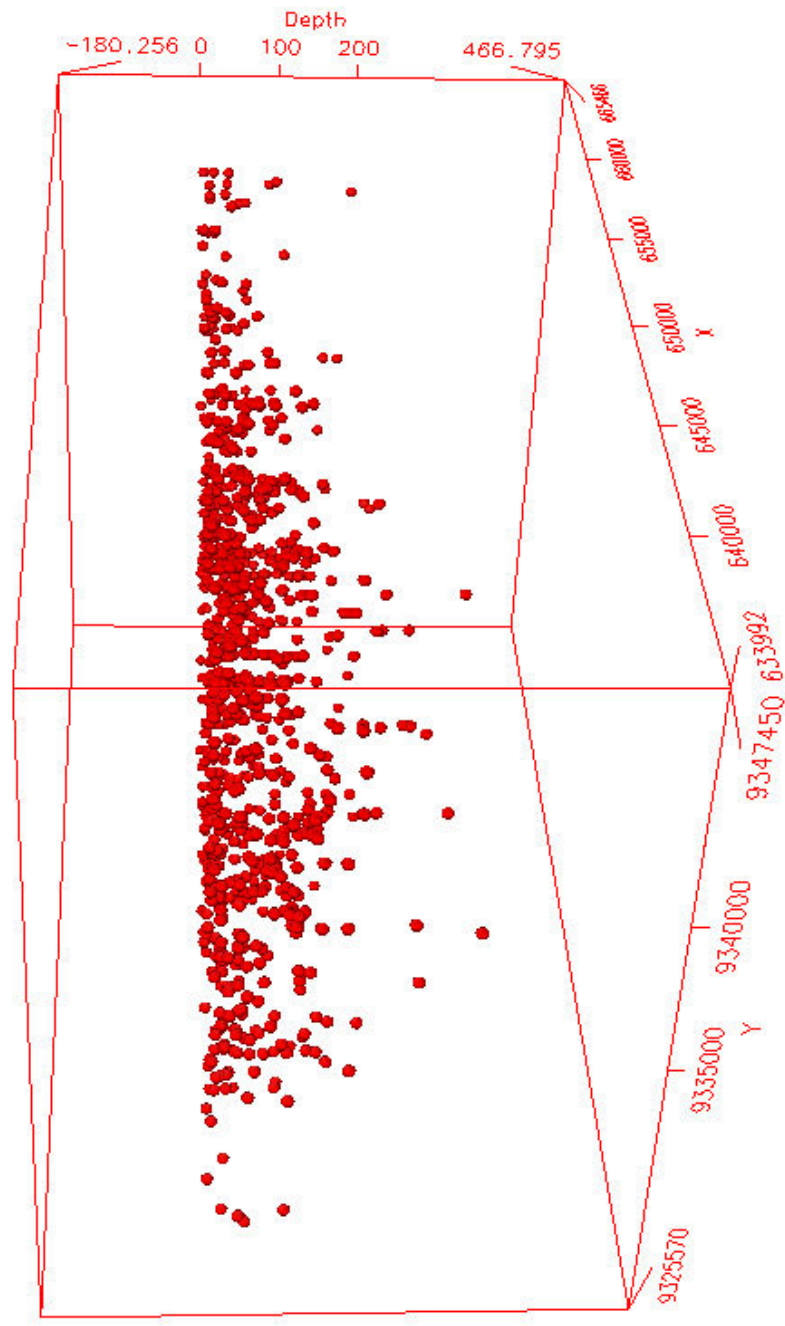


Figura 20. Mapa de soluções 3D do Número de Onda

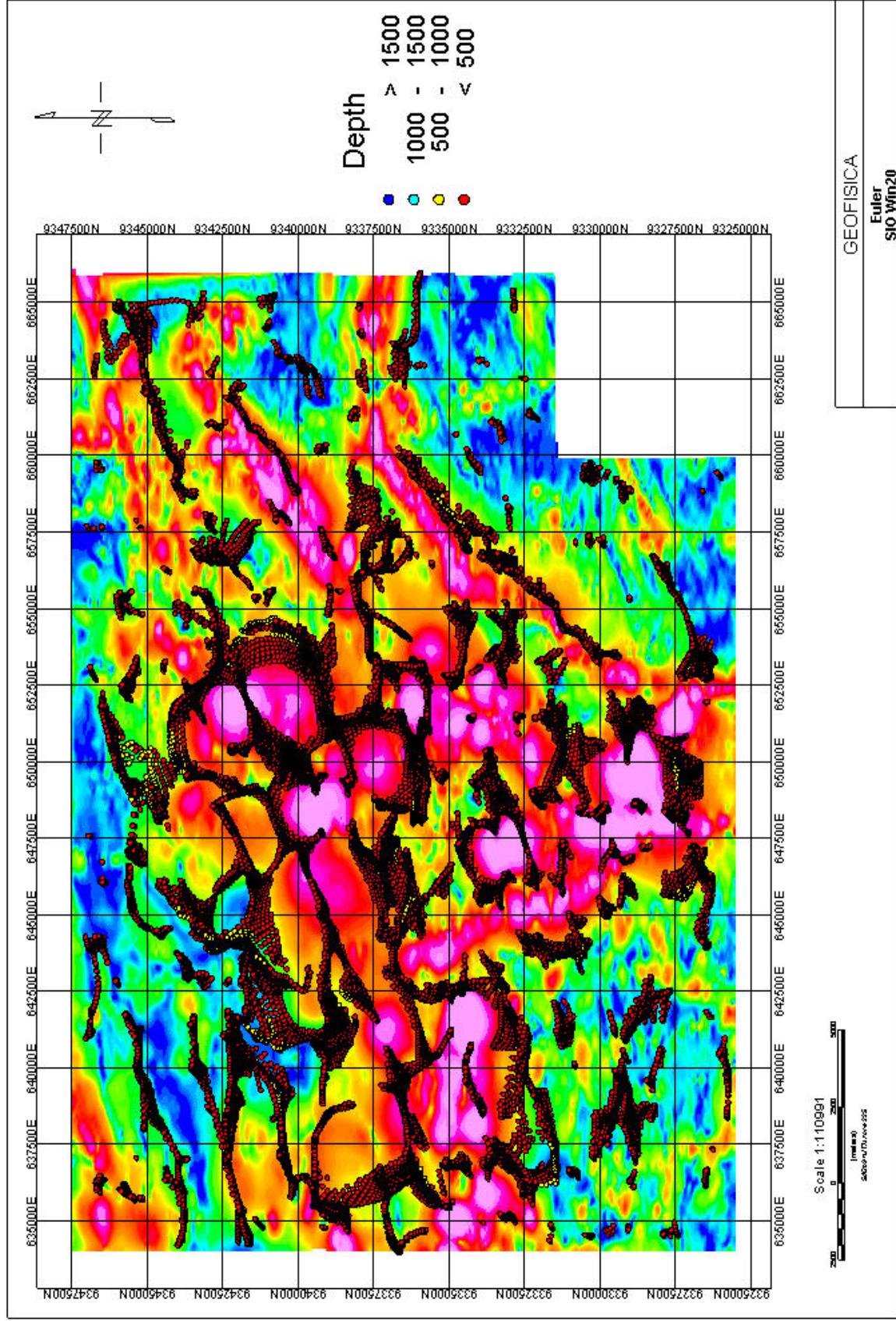


Figura 21. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para um índice estrutural de 0



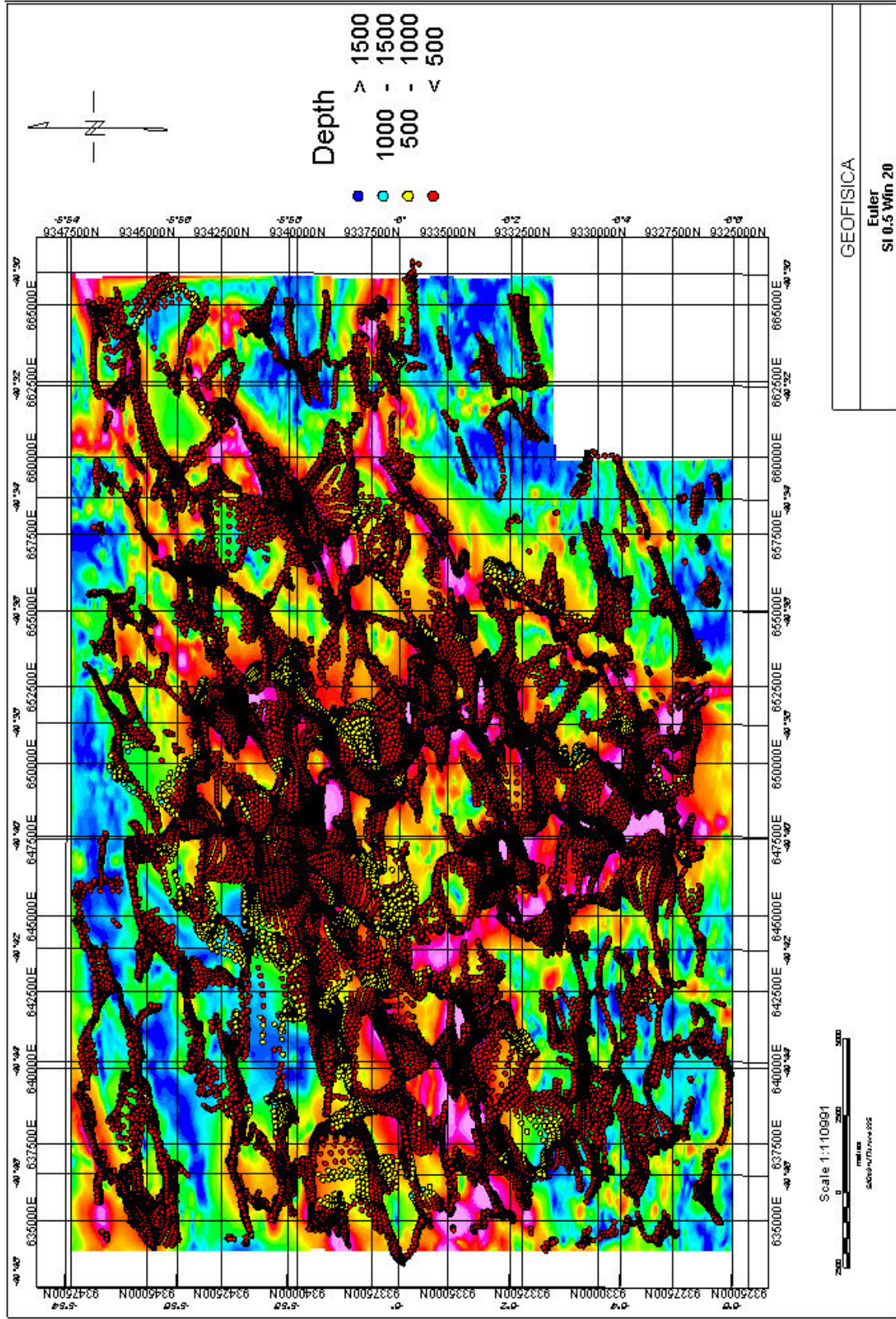


Figura 22. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para um índice estrutural de 0.5



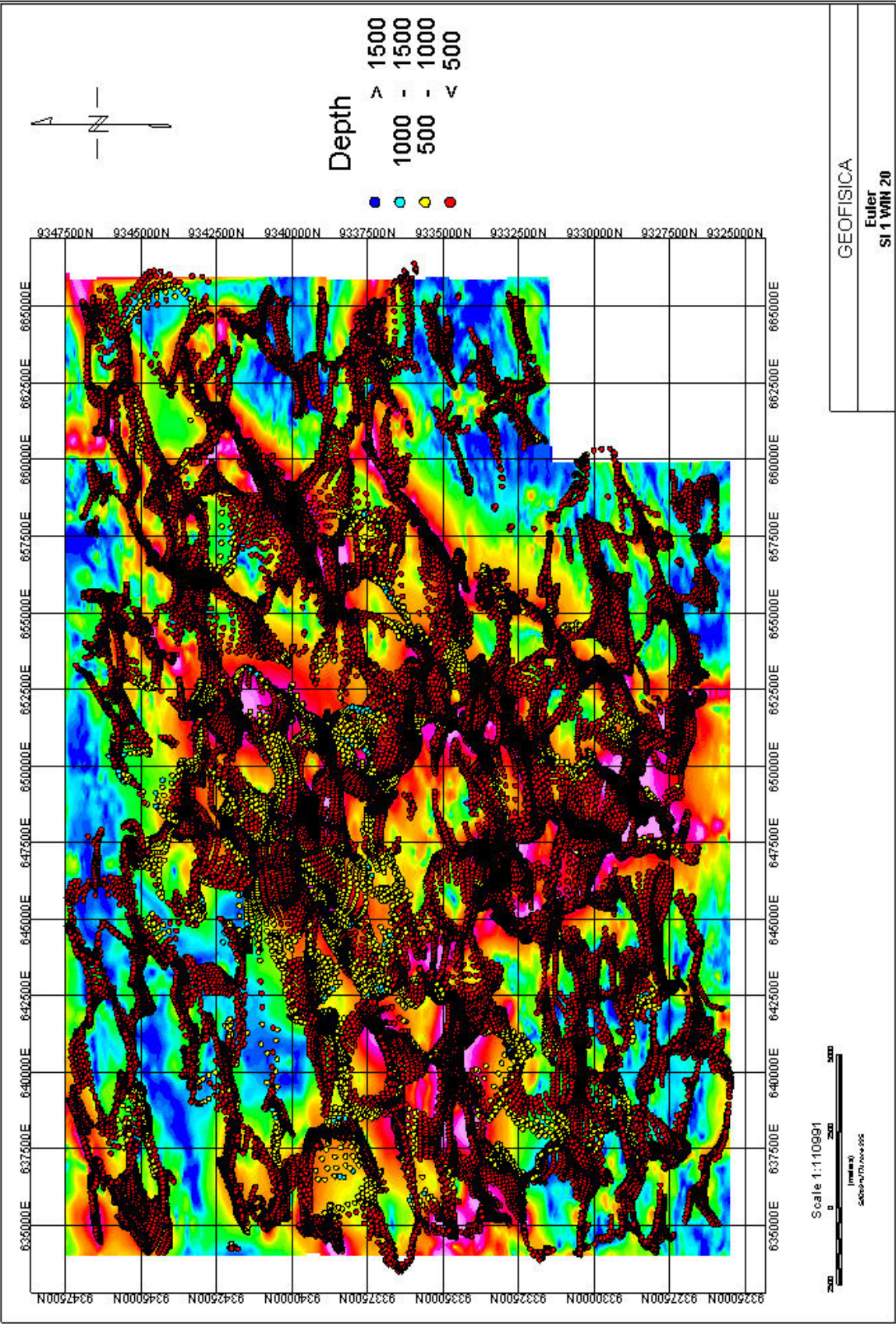


Figura 23. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para um índice estrutural de 1



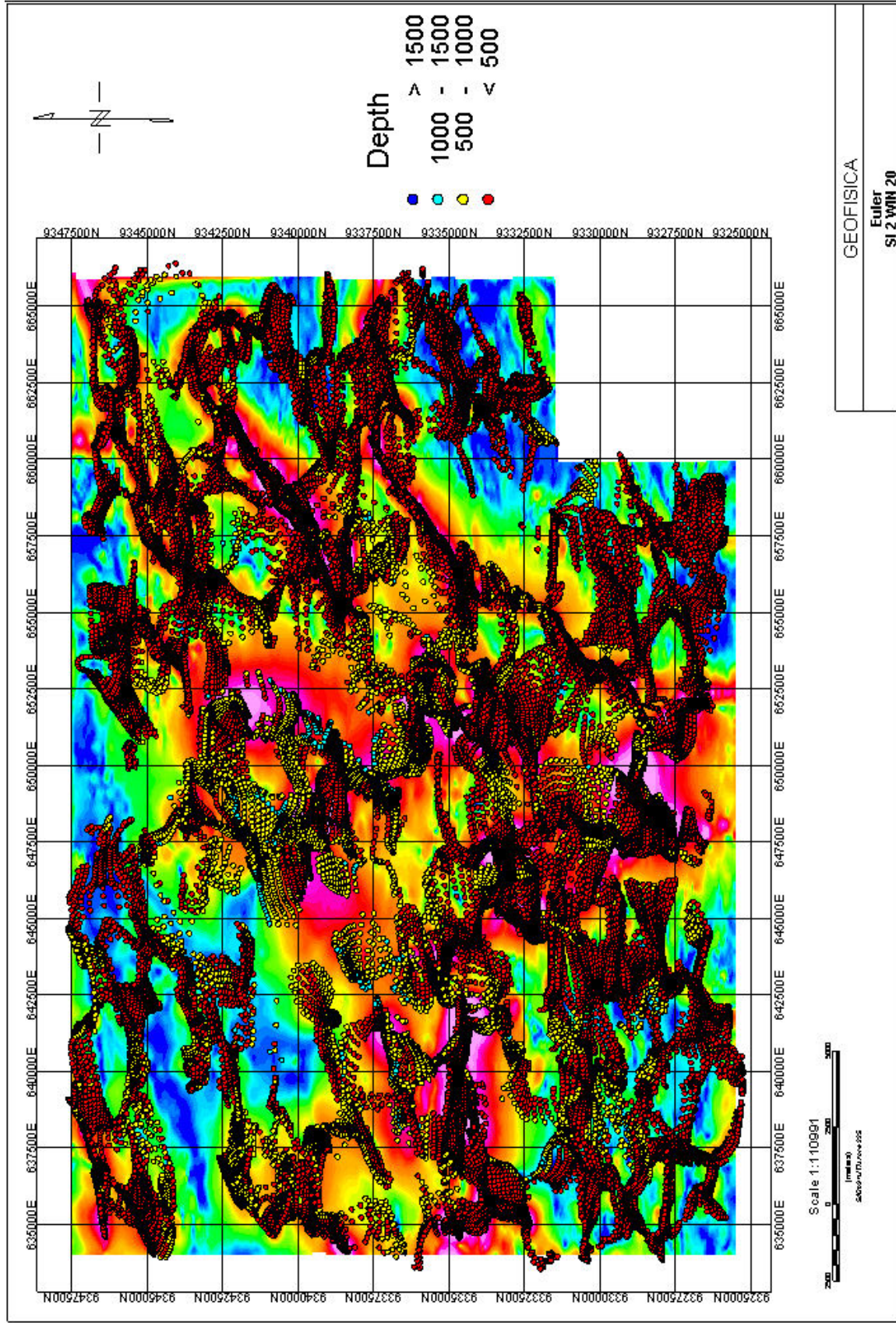


Figura 24. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para um índice estrutural de 2



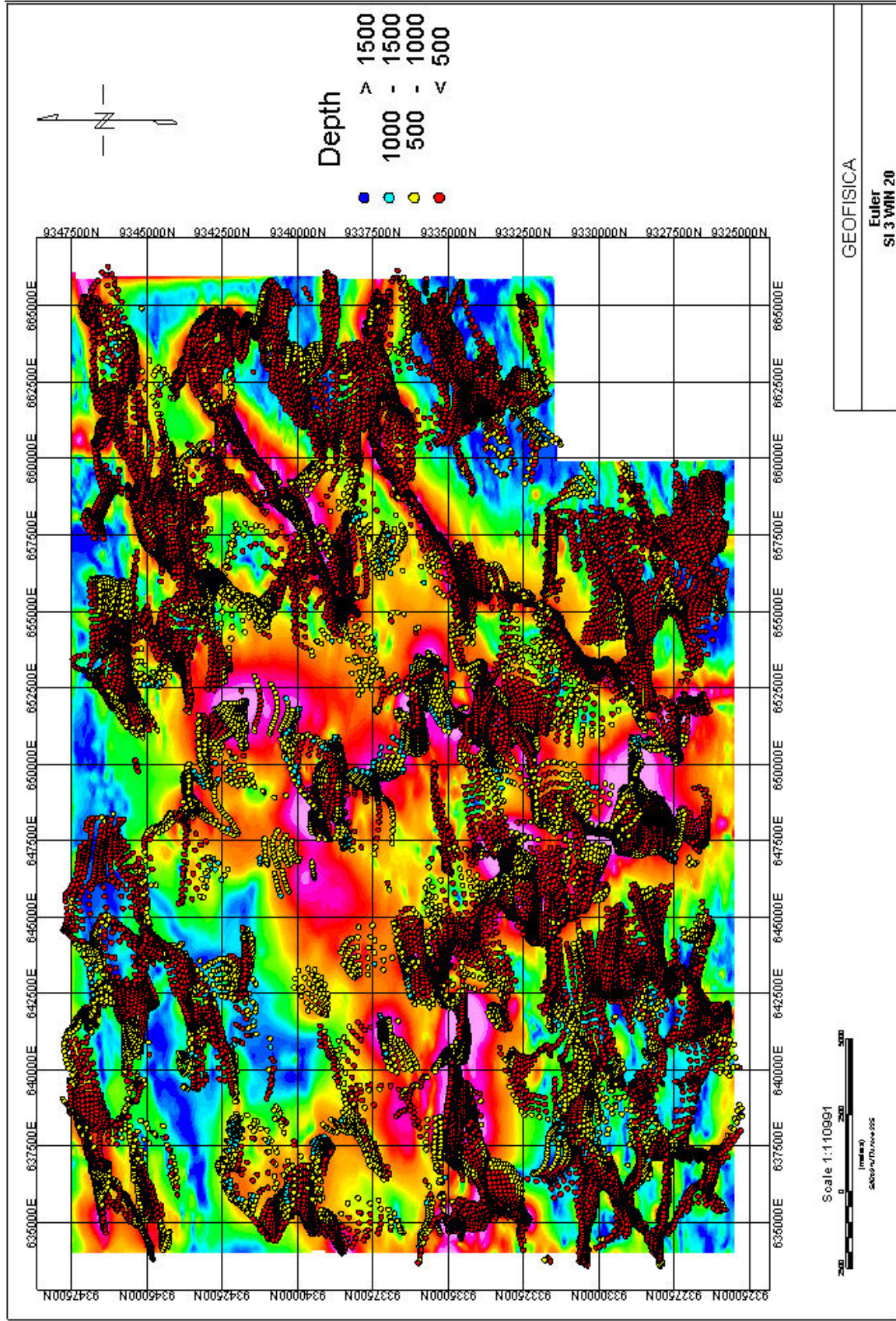
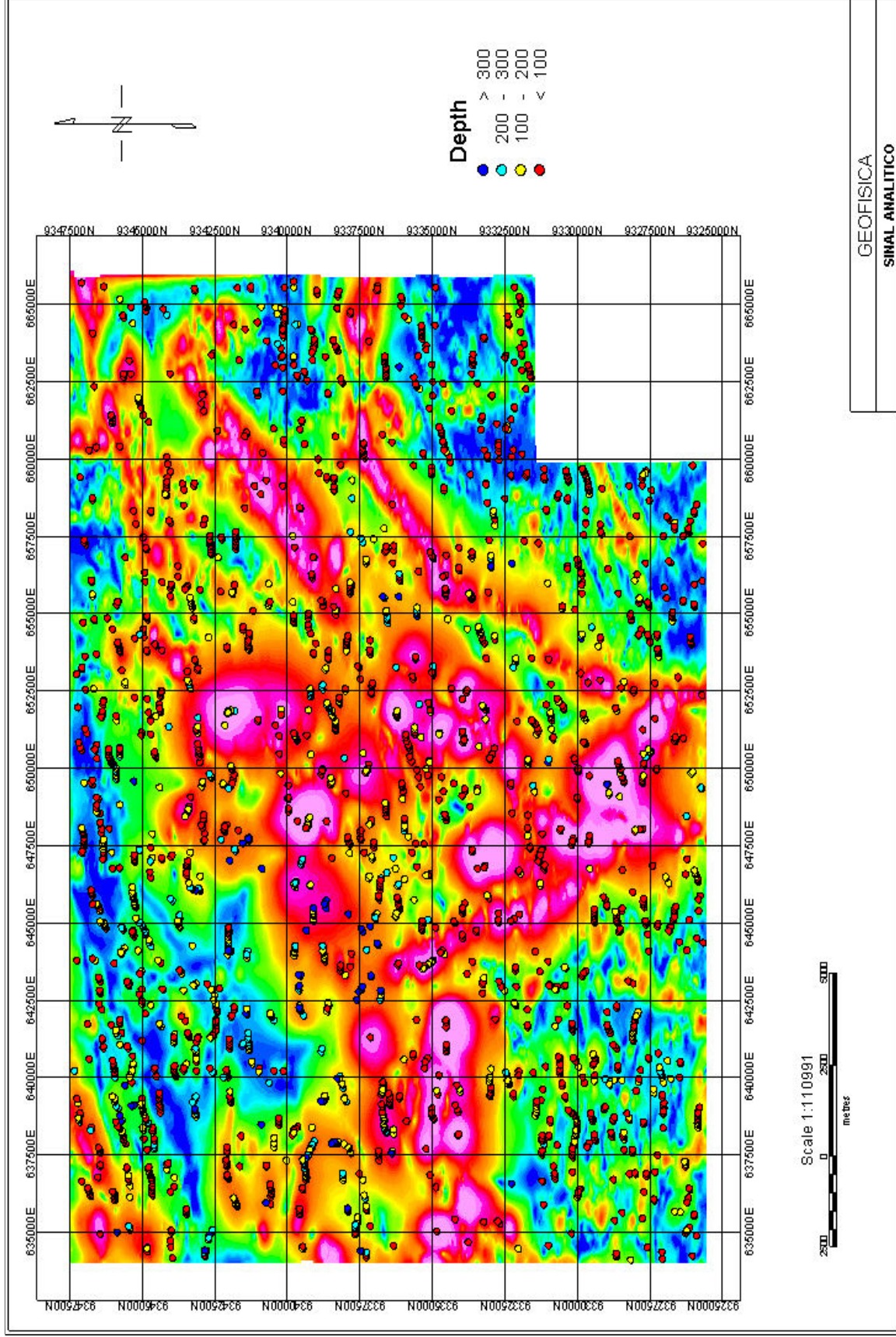


Figura 25. Mapa de soluções da deconvolução de Euler para um índice estrutural de 3







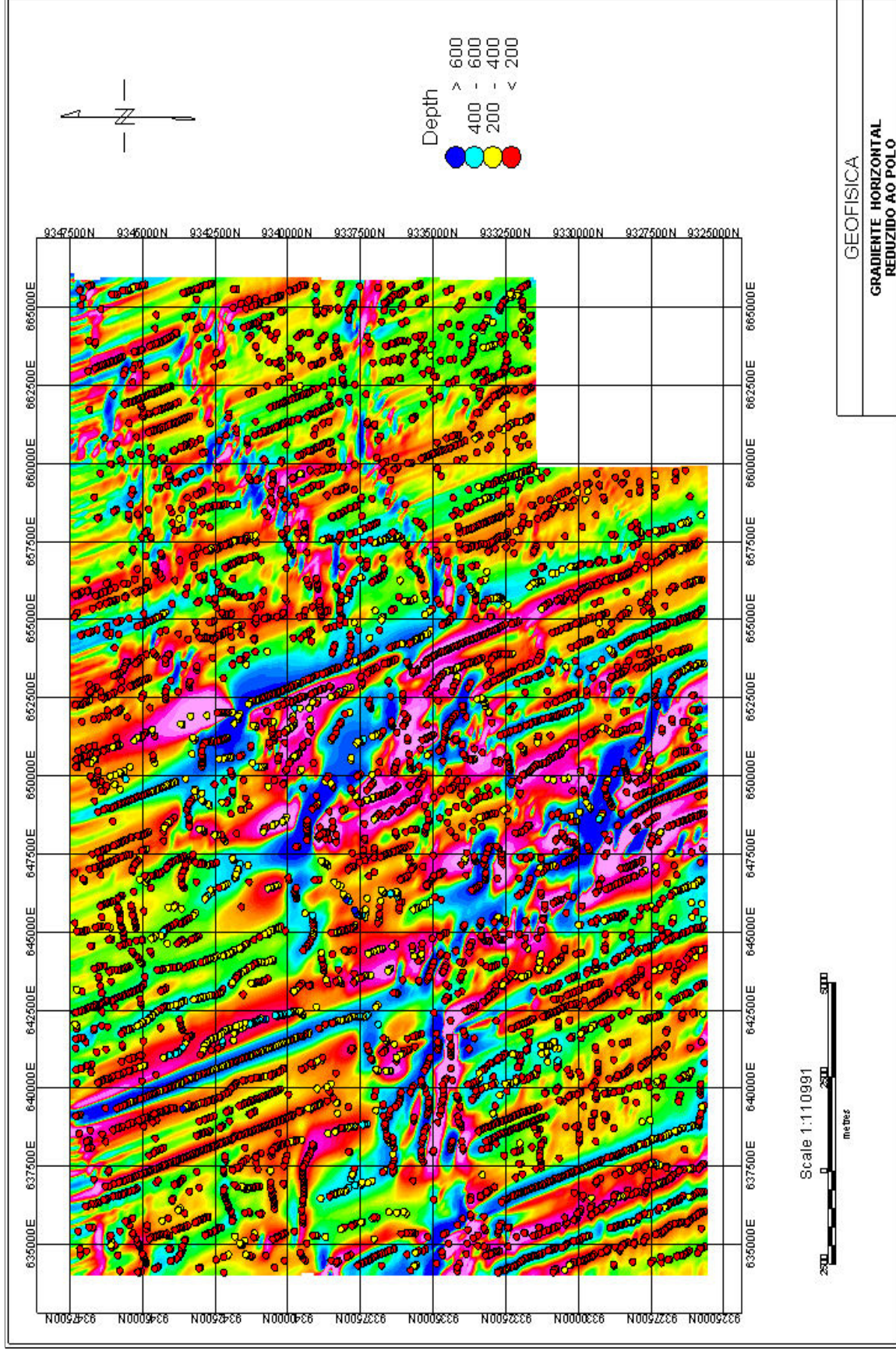


Figura 27. Mapa de soluções do Gradiente Horizontal reduzido ao pólo



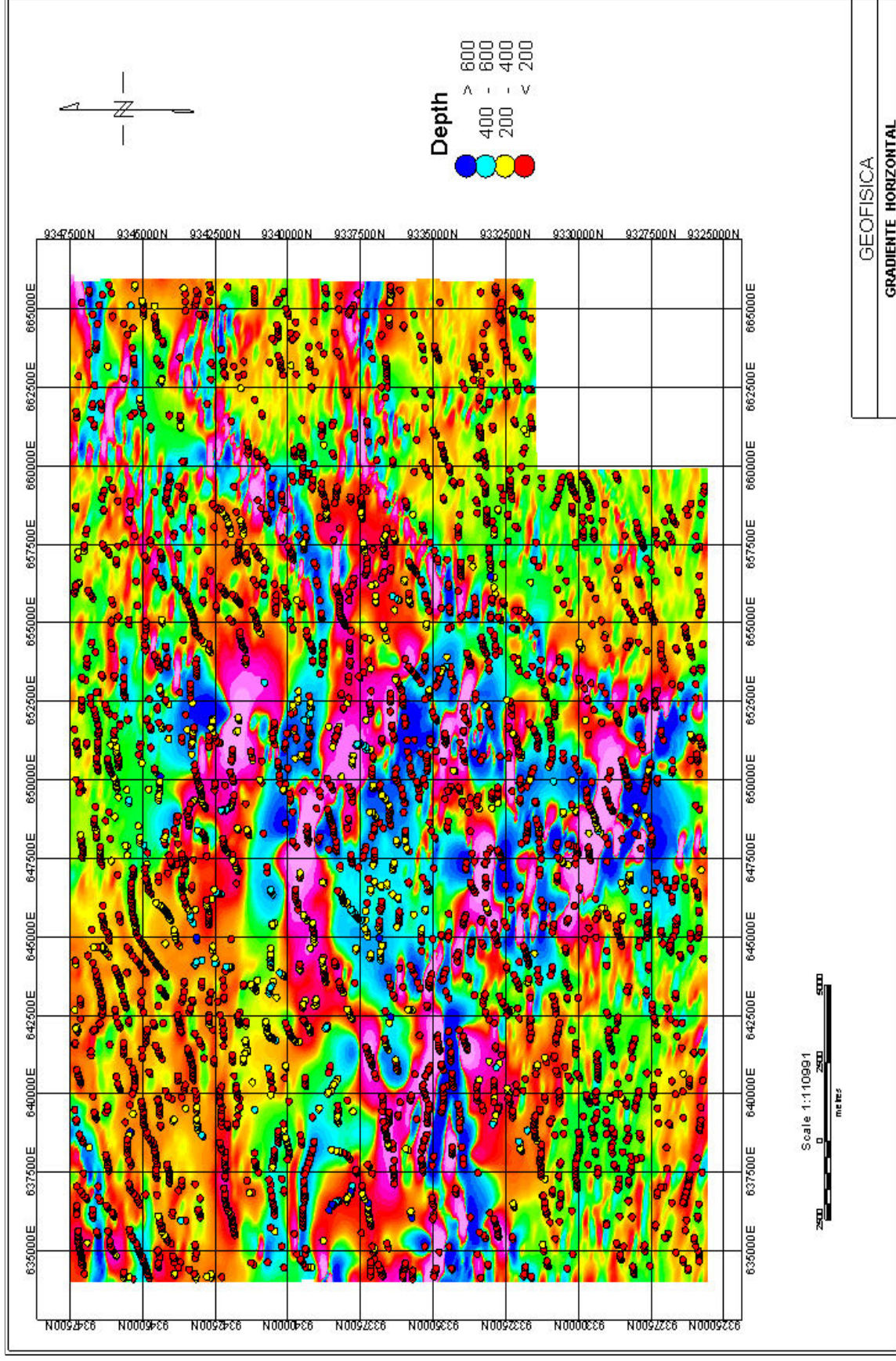


Figura 28. Mapa de soluções do Gradiente Horizontal



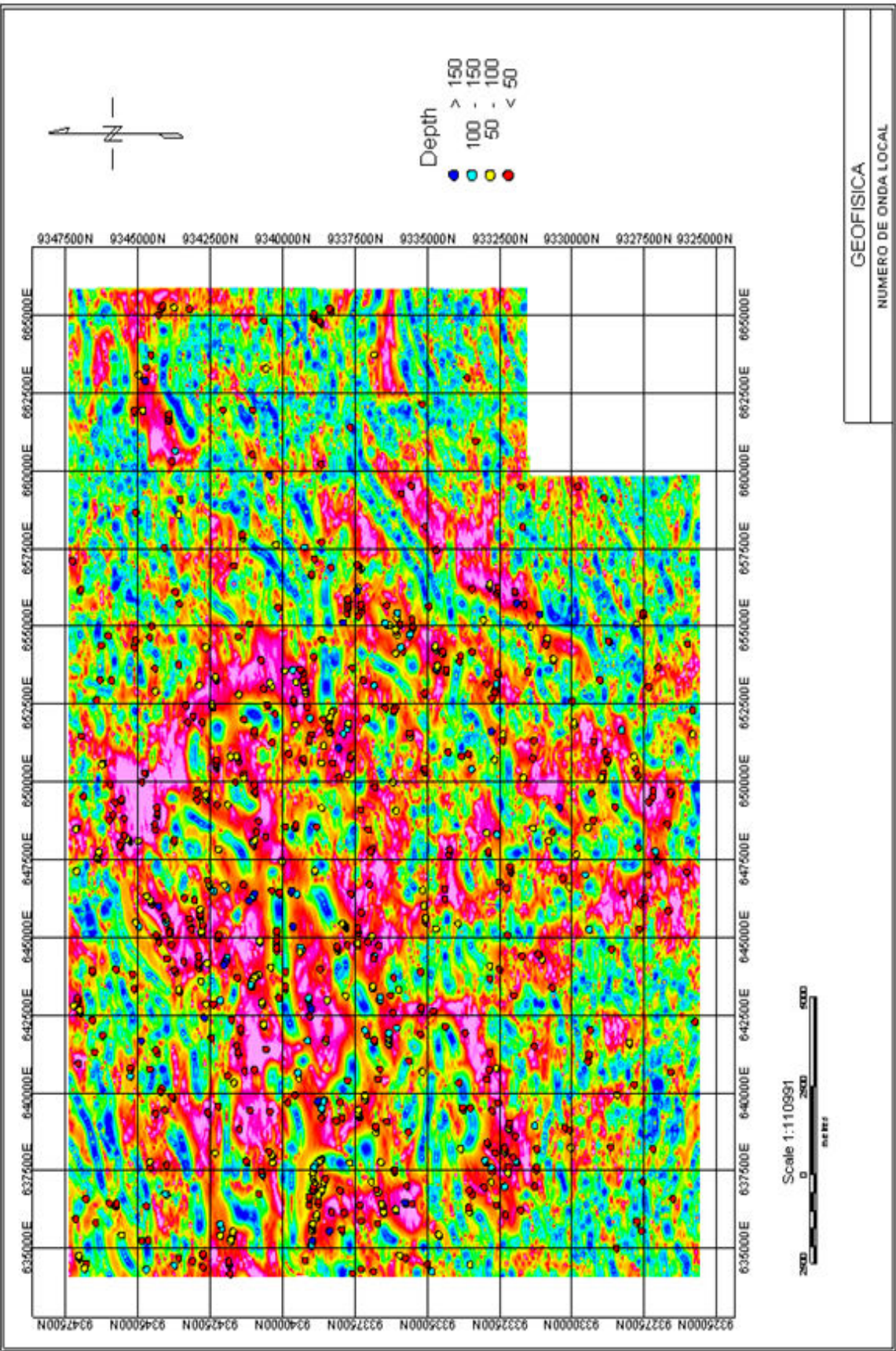


Figura 29. Mapa de soluções do Número de Onda Local



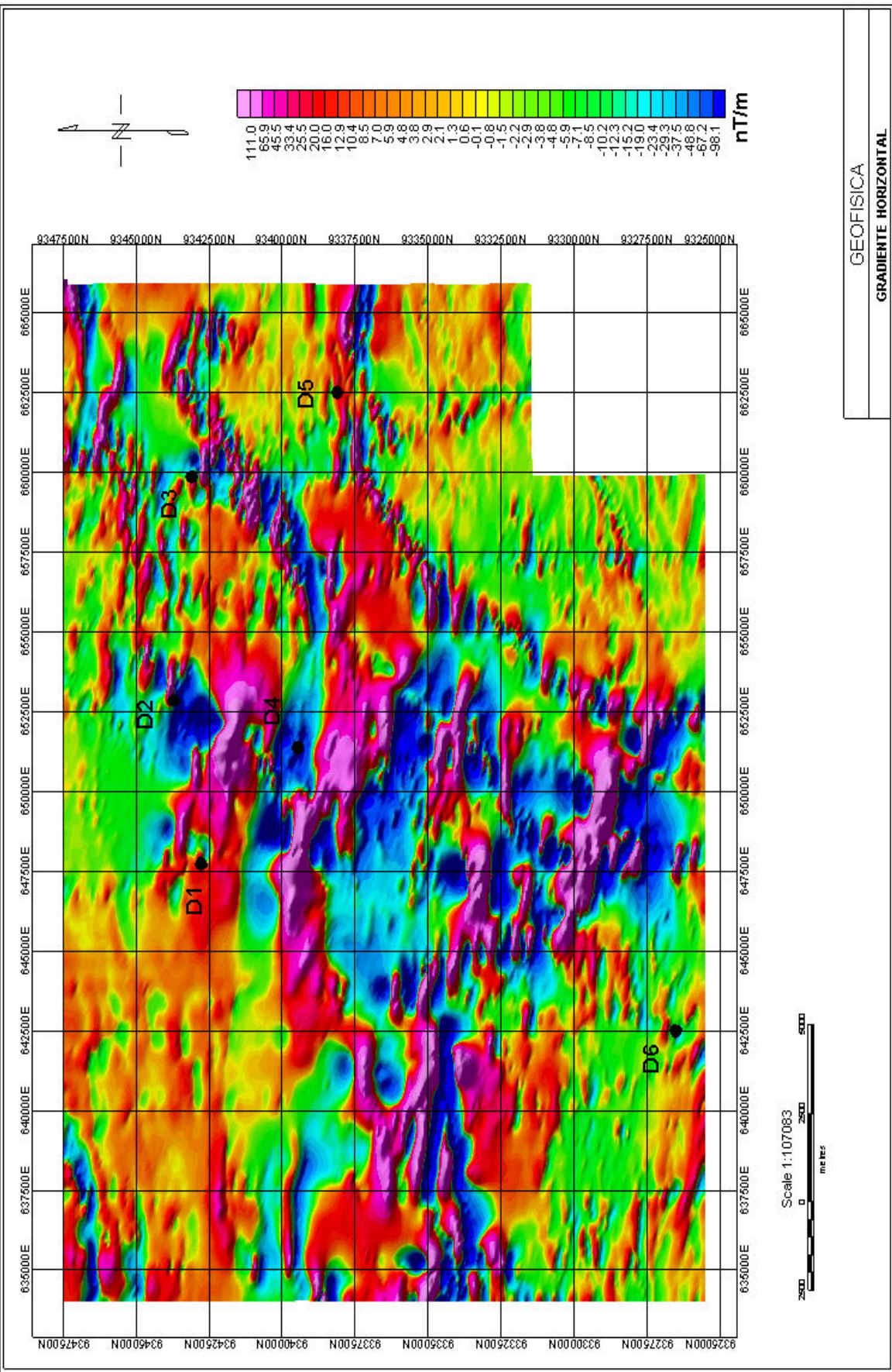
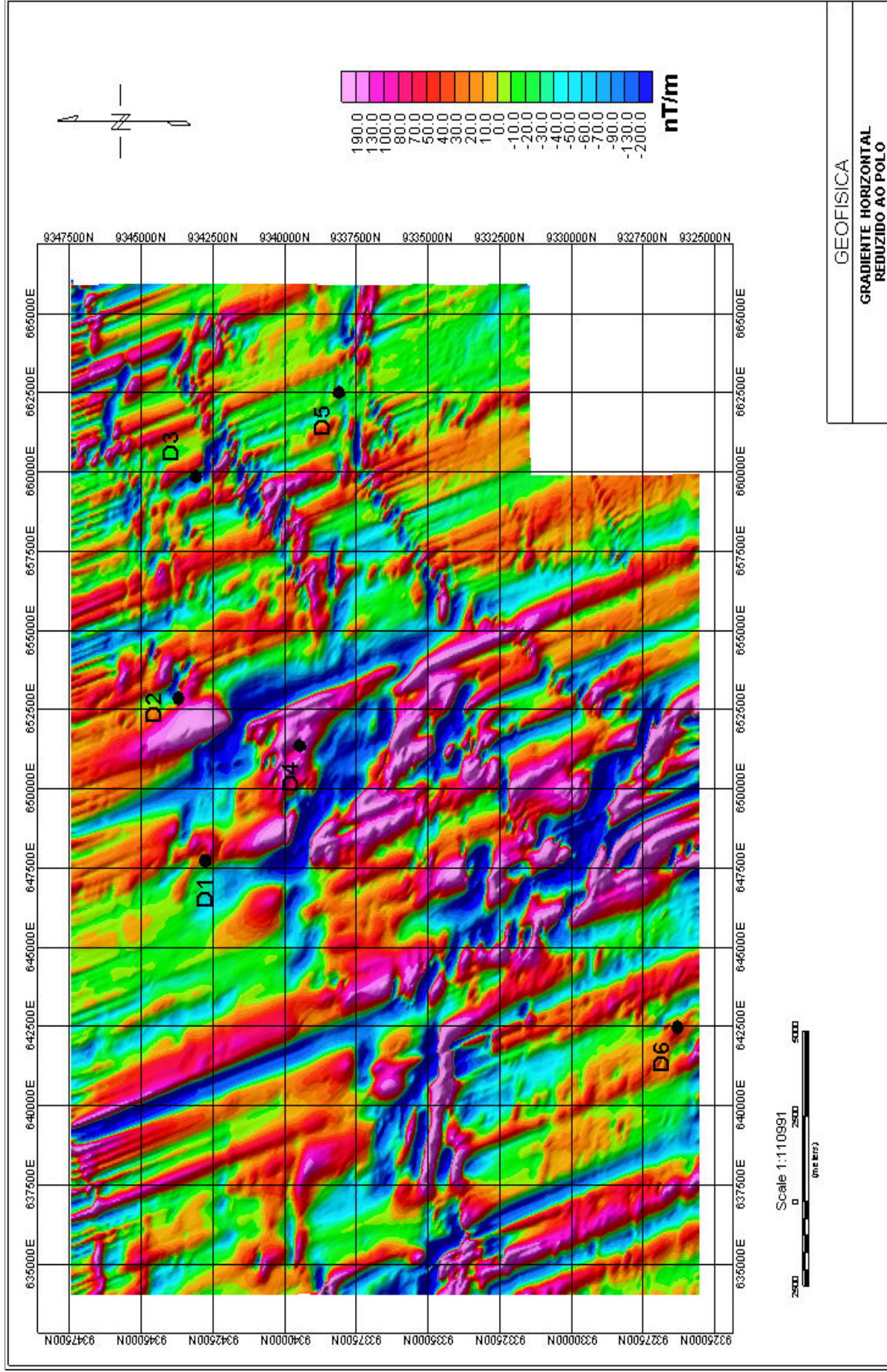


Figura 30. Mapa do Gradiente Horizontal





**Figura 31. Mapa do Gradiente Horizontal reduzido ao pólo**



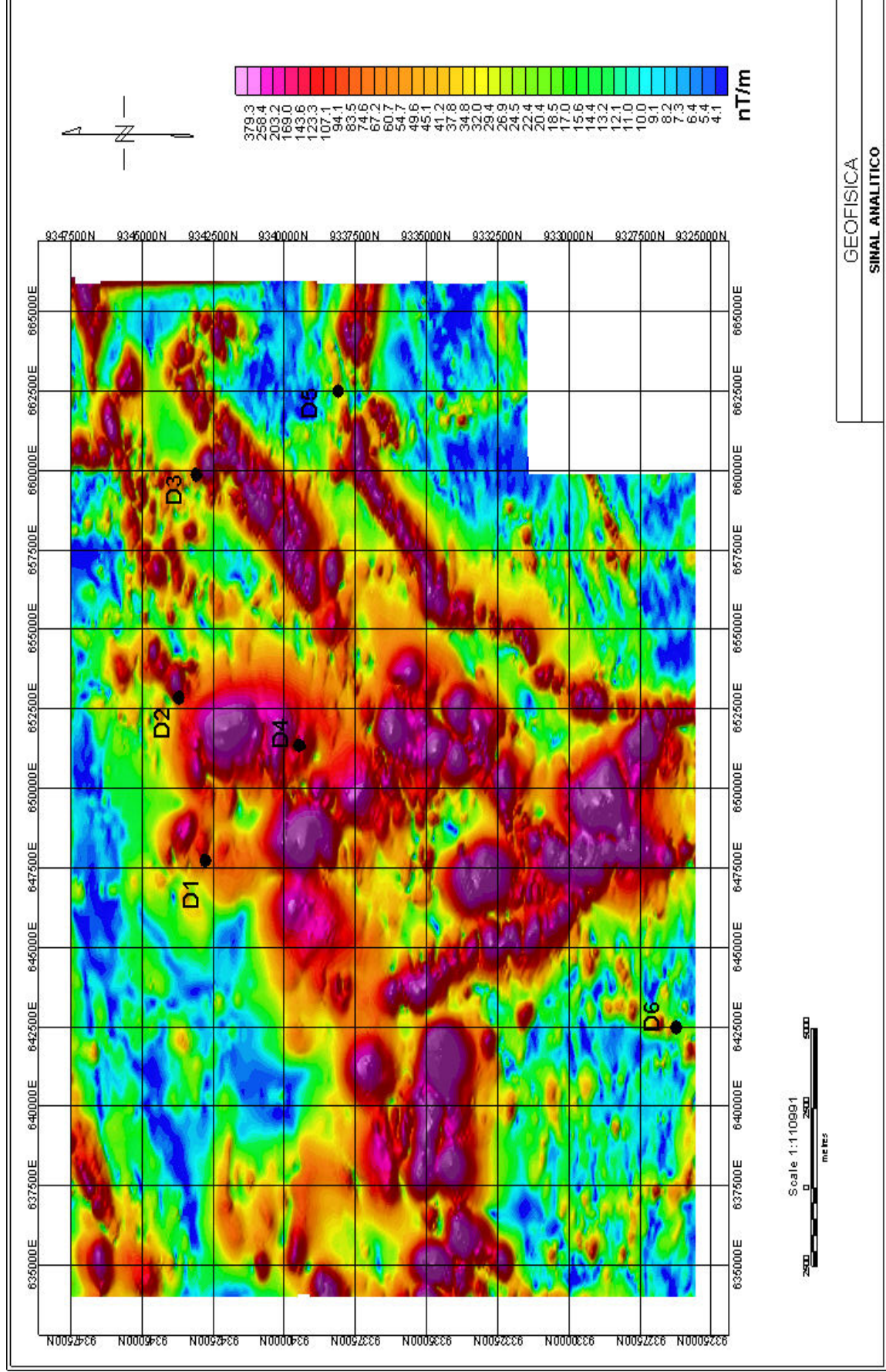


Figura 32. Mapa do Sinal Analítico



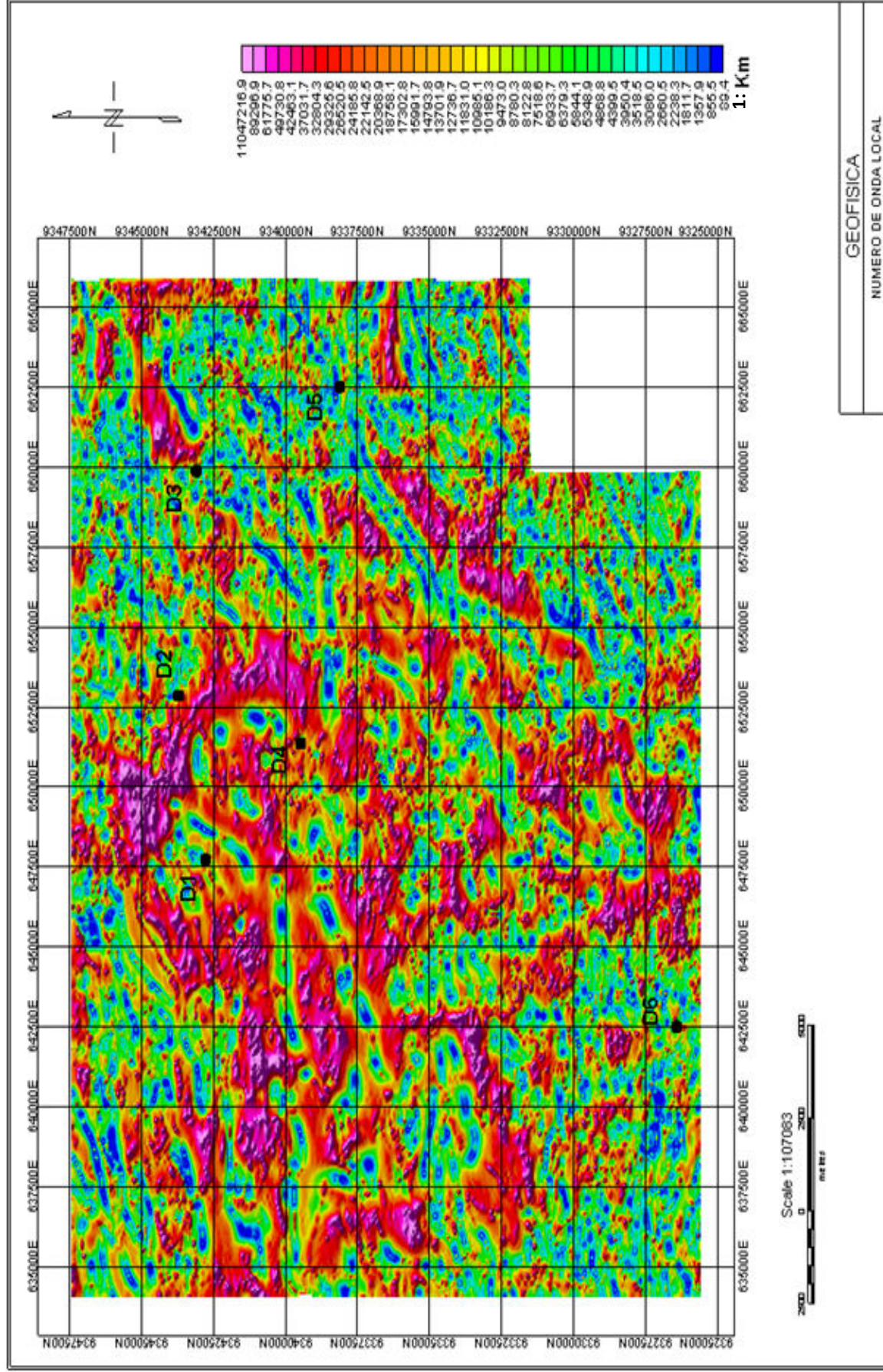


Figura 33. Mapa do Número de Onda Local

## Comparação dos resultados e discussão

Neste capítulo é inicialmente apresentada uma análise individual e superficial dos mapas de soluções para os diferentes métodos de estimativas de profundidades, partindo para uma discussão mais detalhada, através da comparação dos mapas e dos dados estatísticos.

Analisando os mapas de soluções de Euler segundo o índice estrutural 0 (contactos) verifica-se um alinhamento preferencial das soluções seguindo a direcção NE, principalmente na área dos complexos máficos, ultramáficos, região Leste do mapa, com profundidades baixas, abaixo dos 500 metros.

Segundo o mapa de soluções de índice estrutural 1 (dique vertical ou soleira) verifica-se um alinhamento preferencial na direcção NE, mas as soluções apresentam-se como conjuntos mais espessos, maioritariamente em torno de profundidades baixas (<500m).

Analisando os mapas de soluções de índice estrutural 2 e 3, estes assumem contornos menos direccionais e mais circulares, sendo plausível dado representarem fontes magnéticas com formas volúmicas com aproximações cilíndricas ou esféricas. No geral, as soluções apresentadas segundo estes índices são internas aos contornos lineares das soluções do índice estrutural 0, o que prova a eficiência da aplicabilidade dos diferentes índices estruturais, dado que na teoria, as soluções do índice estrutural 0 ou 0,5, excluindo casos de falhas, fracturas ou diques, deverão ser os contornos das soluções de índice estrutural 2 ou 3. Podemos verificar que todas as soluções para os diferentes índices estruturais apresentam-se bastante coerentes com as anomalias do mapa do sinal analítico, sendo assim aceitável a representação das soluções sobrepostas ao mapa anômalo do sinal analítico. Sendo assim, o modelo de soluções de Euler representado assume a exclusão da contribuição do núcleo magnético terrestre. É possível verificar que existem bastantes fontes magnéticas a sul do mapa, não associadas aos depósitos minerais de localização definida, e que comparando com o mapa geológico, é visível verificar que coincidem com alguns dos corpos geológicos do grupo Rio novo (ARNvb, ARNx), que são rochas altamente ricas em ferro e magnésio. Isto prova a existência de anomalias magnéticas associadas a magnetismo remanescente típico de rochas máficas, que preservam o seu magnetismo.

Analisando o mapa de soluções do gradiente horizontal é possível verificar uma tendência de alongamento das anomalias segundo a direcção E-W, o que teoricamente fornece a possibilidade das fontes magnéticas, fracturas ou falhas apresentarem-se alongadas segundo essa direcção. Comparando com o mapa geológico, verifica-se uma propensão de alongamento dos corpos geológicos do complexo Rio Novo segundo a direcção E-W, que por sua vez está associado a rochas vulcânicas, máficas e formações feríferas. Como sabemos estas rochas apresentam uma susceptibilidade magnética bastante grande, derivado de uma magnetização remanescente. Mas, dado que as anomalias apresentadas são um pouco mais finas e lineares, é mais plausível que elas representem as várias fracturas de direcção E-W. É visível que algumas das anomalias lineares presentes no mapa do gradiente horizontal são distorções derivadas de não satisfazer algumas das premissas utilizadas pelo método. Devido às baixas latitudes

magnéticas o campo magnético regional é quase horizontal, o que contraria uma das premissas (campo magnético regional vertical). Este facto provoca dificuldades em comparar a distribuição das soluções com o posicionamento das fracturas, se fizermos apenas uma análise individual a este método. Segundo o trabalho de Casto (2001), é provável que ocorrer uma dispersão da localização real dos contactos caso existam indícios de magnetização remanescente no campo anômalo. Sendo assim, para além deste facto implicar um problema na aplicação do método do gradiente horizontal ao campo anômalo da região em estudo, a existência de magnetização remanescente influencia aquando da aplicação da redução ao pólo, na medida em que a redução ao pólo vai verticalizar o campo magnético regional e a magnetização das fontes, excepto as fontes de magnetização remanescente. Este facto pode ser um problema, mas também pode ser usado como auxílio para identificar as fontes com magnetismo remanescente, já que para a baixa latitude da região estudo, a verticalização do campo regional e das fontes magnéticas irá distorcer as anomalias devido ao enorme erro associado a este processo. Analisando o mapa do gradiente horizontal reduzido ao pólo, verificamos uma distorção geral das anomalias excepto nos complexos do Rio Novo que referi anteriormente, ARNvb e ARNx, e nas áreas com formações ferríferas (TQDL) na zona centro-norte do mapa. Sendo assim é plausível afirmar que as anomalias sobrepostas a esta região estão associadas a um magnetismo remanescente dado o processo da redução ao pólo não provocar nenhuma alteração na sua forma. Dada a distorção das anomalias cobrindo quase toda a região em estudo, não é confiável retirarmos deduções ou comparar os dados gerados por este método com os outros métodos.

O mapa do sinal analítico apresenta-se sem distorções e com as suas soluções representativas das profundidades sobrepostas às anomalias facilitando as interpretações. São visíveis as anomalias associadas a magnetismo remanescente definidos anteriormente e outras possíveis de representarem os depósitos minerais localizados na área, como veremos posteriormente, comparando com os outros mapas.

O mapa do número de onda local, devido ao facto de ser definido pela 2ª derivada, este vai mostrar mais características comparativamente aos outros mapas, realçando os contactos devido a um encurtamento das anomalias, já que, teoricamente, o número de onda local gera picos sobre os contactos magnéticos. É possível verificar coerência entre as soluções e as anomalias, encontrando-se estas em grande parte sobrepostas às anomalias. É possível verificar que existe algum ruído sobressaído devido ao maior realce das características do campo anômalo. Este é mais susceptível de visualizar nas regiões dos cantos do mapa, onde segundo o mapa do sinal analítico não é visualizado qualquer anomalia de relativo significado. Mesmo assim, o mapa do número de onda local encontra-se bastante coerente com o mapa do sinal analítico, o que teoricamente (Thurston & Smith, 1997), é o mais plausível de acontecer levando em conta as características mais lineares das anomalias no número de onda local.

Analisando a localização dos depósitos segundo o mapa geológico e comparando com as anomalias dos mapas anômalos para os diferentes métodos de estimativa de profundidade é possível encontrar algumas evidencias de anomalias coerentes com os depósitos.

Começando por focar a atenção para o depósito mineral na região centro norte (X647500, Y93442500), assinalado por D1 nas figuras 30, 31, 32 e 33, é visível que para os mapas de soluções de Euler, este depósito apenas se encontra coerente segundo um



índice estrutural de ordem 1 dada a concentração de soluções sobrepostas ao local do depósito, o que leva a deduzir que se encontra associado a um dique com profundidade média de topo de aproximadamente 149 m. Apesar do erro associado ao cálculo desta profundidade ser baixo (7.07%), na prática deve existir um erro associado maior, na medida em que nas imediações da localização deste depósito existem inúmeras soluções com profundidades diferentes, o que no caso de existir um pequeno deslocamento das soluções da posição real, altera significativamente a profundidade estimada no ponto, tal como Thompson (1982) definiu. Segundo este, os erros não reflectem propriamente os erros reais observados no modelo de estudo, pois os dados estatísticos para o erro da profundidade não são baseados com base em uma interpolação das profundidades vizinhas ao local em estudo do campo potencial, mas sim numa avaliação individual.

Segundo o mapa do número de onda local, a região correspondente à localização do depósito apresenta-se com ausência de magnetismo, sendo visíveis apenas anomalias circundantes à localização do depósito. O mapa com a projecção das soluções não apresenta qualquer solução sobreposta à área em análise, sendo assim deduzível inferir que o número de onda local não apresenta qualquer dado significativo da localização deste depósito. A profundidade da solução mais próxima do local deste depósito é de aproximadamente 51 metros. É de realçar que a estimativa da profundidade das fontes magnéticas para este depósito foi obtida por interpolação utilizando as profundidades nos pontos vizinhos.

Segundo o mapa do sinal analítico, existe algum magnetismo associado, onde partindo do mapa de projecção das soluções, encontra-se sobreposto um alinhamento de soluções com baixa profundidade (~13m).

O mapa do gradiente horizontal apresenta algum magnetismo associado, com projecção de apenas uma solução de baixa profundidade (~25m).

Outro parâmetro importante a inferir é o erro associado ao cálculo da profundidade das fontes magnéticas. Para cada método de estimativa de profundidades, são apresentados erros médios para todas as soluções (tabela 4), que serão discutidos posteriormente, e erros para cada solução próxima ou sobreposta ao depósito mineral (tabela 3). Para este depósito, existe um maior erro associado segundo o sinal analítico (10.05%). A derivada horizontal apresenta o menor erro associado (6.39%).

Sendo assim, para o depósito em questão o método do sinal analítico e o método de deconvolução de Euler projectou o melhor resultado em termos de localização do depósito. Como podemos verificar, segundo o mapa geológico (figura 7) existe uma falha associada a este depósito. O que é susceptível de inferir é este depósito estar associado ao cisalhamento, alteração ou intemperismo da rocha provocado pela falha. O método de deconvolução indica a presença de um dique vertical ou soleira, que se encontram associadas às intrusões ígneas segundo fracturas nas rochas. É necessário, também, levar em conta que para tamanhos de janela muito grande, como é o caso, são geradas inúmeras soluções no local do depósito, o que possibilita a hipótese de existirem gradientes de fontes diferentes, podendo criar variações bruscas na profundidade. Como se sabe, quanto mais baixo o índice estrutural, menor a precisão do resultado devido aos baixos gradientes associados e curvaturas.

A profundidade associada às soluções do método do sinal analítico, quando comparada com as soluções provenientes da deconvolução de Euler, é mais confiável

devido às poucas soluções sobrepostas e devido à profundidade desta estar próxima á do gradiente horizontal (~25 metros) que apresenta o erro mais baixo de profundidade e algum magnetismo associado ao depósito em análise.

Analisando o depósito mineral na região centro-norte (X642687, Y9343788), assinalado por D2, a deconvolução de Euler apenas apresenta resultados credíveis com a localização do depósito para o índice estrutural 2 e 3, associado a corpos com aproximações cilíndricas ou esféricas. Segundo o índice estrutural 0.5, associado a contactos inclinados, é visível uma tendência circular exterior ao conjunto de soluções do índice estrutural 2 e 3, tornando credível também a associação deste tipo de estrutura ao depósito. O número de onda local não apresenta qualquer associação de magnetismo com a localização do depósito. O sinal analítico e o gradiente horizontal apresentam magnetismo coincidente com a localização do depósito.

No que respeita á profundidade das soluções, o sinal analítico apresenta praticamente a mesma profundidade (~130m) que as soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 2. O que é susceptível de acontecer é a existência de uma fonte fina que no caso do segundo o gradiente horizontal, pode gerar o aparecimento de picos secundários paralelos aos contactos, e a profundidade estimada será muito superficial e fictícia.

Sendo assim, o método de deconvolução de Euler, para um índice estrutural 2, o método do sinal analítico e o método do gradiente horizontal apresentam boas respostas á localização do depósito em questão.

Analisando o depósito mineral na região NE do mapa (X659769, Y9343020), assinalado por D3 e o depósito mineral na região central do mapa (X651078, Y9339329) assinalado por D4, o único método com resultado coerente é o sinal analítico, com uma profundidade de cerca de 25 m associada.

O depósito mineral da região Leste do mapa geológico (X662529, Y9338095), assinalado por D5, apresenta-se associado segundo os mapas de soluções do sinal analítico, gradiente horizontal e método de deconvolução de Euler, para um índice estrutural 3. Para o mapa de soluções do sinal analítico o magnetismo associado é intermediário, mas apresenta soluções sobrepostas ao depósito mineral. Segundo o mapa de soluções de Euler, o depósito mineral provavelmente está associado à corpos aproximadamente esféricos, daí a dificuldade em encontrar os contactos associados segundo o índice 0 ou 0.5.

O método do gradiente horizontal apresenta a profundidade do depósito bastante alta (~102m) comparativamente ao método de deconvolução de Euler e sinal analítico (~35m). Devido ao facto de os contactos não se apresentarem com inclinação vertical, dado o modelo esférico associado á fonte, estes resultam em uma localização mais profunda do que verdadeira, na estimativa segundo o método do gradiente horizontal. (Grauch & Cordell, 1987).

Respeitante ao depósito mineral a SW do mapa, assinalado por D6, de coordenadas (X642356, Y9326419), este encontra-se associado á intersecção de duas falhas. Apresenta-se bem delineado segundo o índice estrutural 2 do método de Euler, mostrando coerência dado os diques estarem associados a intrusões ígneas segundo fracturas. O gradiente horizontal e o sinal analítico também mostram algum magnetismo associado. A profundidade do depósito segundo o gradiente horizontal é muito baixa (~6m) quando comparada com o método de Euler e do sinal analítico, que apresentam

profundidades em torno de 185 e 133 metros, respectivamente. Isto deve-se ao facto de o depósito estar provavelmente associado a um dique horizontal, assumindo assim uma fonte fina e conseqüentemente profundidades bastante superficiais segundo o gradiente horizontal.

Efectuada a análise comparativa aos mapas de soluções com a respectiva localização dos depósitos minerais, é necessário uma comparação mais geral dos mapas de soluções para não obter conclusões baseadas apenas na restrição da análise à localização dos depósitos.

Para isso foram feitas duas tabelas (tabela 3 e 4) definidas pelos dados estatísticos obtidos pelo programa da Geosoft, Oasis Montaj 6.4.1 (GEOSOFT 2006), para cada método de estimativa de profundidades. A tabela 2 providencia dados estatísticos referentes à distribuição das profundidades. A tabela 4 providencia dados estatísticos referentes ao erro associado às profundidades obtidas. Os dados referentes ao método de Euler para todas as soluções servem apenas como testemunho do seu processamento, não entrando na análise de resultados.

A tabela 2, providencia valores de assimetria e curtose da distribuição das profundidades das fontes para cada método. Estes valores descrevem a forma e a simetria da distribuição e podem ser usados para comparar qualquer distribuição à distribuição normal. Uma distribuição normal tem um valor de assimetria igual a zero. Uma distribuição de assimetria positiva tem a maioria dos valores maiores que o valor da moda, enquanto que uma distribuição de assimetria negativa assume que a maioria dos valores são menores que o valor da moda. Curtose é uma medida de dispersão que caracteriza o achatamento da curva da função de distribuição. Se o seu valor for 0, então tem o mesmo achatamento que a distribuição normal. Se o seu valor é maior que 0 então a distribuição em questão é mais alta e concentrada que a distribuição normal. Se o seu valor é menor que 0 então a função de distribuição é mais achatada que a distribuição normal.

Analisando os dados estatísticos é possível verificar que nenhuma das distribuições assume valores de curtose ou assimetria iguais a zero. Sendo assim, estes valores devem ser usados apenas para comparar as distribuições e verificar a sua proximidade com uma distribuição normal. Como era esperado, o método de Euler, para um índice estrutural igual a 3, assume o menor valor de assimetria (0,260) e curtose (1,244), e o valor mais próximo relativamente a uma distribuição normal. O desvio padrão associado é de 220. O valor de assimetria associado deve-se ao modelo esférico da fonte magnética assumido por este índice, representativo de distribuições homogêneas. É exemplificativo segundo a tabela que a assimetria e a curtose diminuem conforme o índice estrutural aumenta, isto porque aumenta a homogenidade da distribuição das soluções em ordem à profundidade e diminuem as suas variações bruscas. O gradiente horizontal assume uma maior assimetria (1,9) e curtose (5,384). Isso ocorre devido às premissas deste método, que não são completamente satisfeitas na nossa área de estudo.

Analisando a variação do valor médio da profundidade para cada método, verifica-se que para o método de Euler o aumento do índice estrutural faz com que a profundidade média estimada aumente. Segundo Reid *et al.*, (1990) índices baixos dão origem a profundidades superficiais, e índices alto dão origem a profundidades mais

altas. Ele também mostrou que, admitindo a escolha do índice correcto, as profundidades calculadas para índices altos são mais precisas do que aquelas calculadas para índices baixos. Isto ilustra as limitações do método, onde seleccionar o melhor índice estrutural sobre estruturas complexas, é uma tarefa árdua. Apesar de a deconvolução de Euler providenciar maior número de soluções, seus resultados são de difícil interpretação quando a geometria do corpo é desconhecida ou quando a magnetização é complexa.

A profundidade média obtida utilizando o método do número de onda local é muito superficial (~48m). Isto é esperado já que o método assume uma espessura infinita da fonte magnética. O sinal analítico e o gradiente horizontal também partem dessa premissa. Sendo assim, ambos parecem não ser tão sensíveis á espessura da fonte magnética como é o número de onda local, apesar de também assumirem profundidades relativamente baixas, de aproximadamente 100 metros.

Analisando a tabela 4, visualiza-se que o método do sinal analítico e o número de onda local abrangem o maior erro médio (~10,5%) associado ao cálculo da profundidade, ao invés do método de deconvolução de Euler que assume o menor erro médio (~5,39%). Para o método de deconvolução de Euler, o erro médio associado á profundidade, para qualquer índice estrutural, é menor que em comparação aos outros métodos. O erro médio associado ao desvio padrão varia pouco de método para método, sendo por isso desprezível na comparação.

Em relação à distribuição das soluções em profundidade (tabela 2), o número de onda apresenta o menor desvio padrão (~45) respeitante ao valor médio, ao invés do método de deconvolução de Euler que apresenta o maior desvio padrão (~200). De referir que o número de onda apresenta o menor número de soluções (910), influenciando este resultado.

## Conclusão

Neste trabalho foram estimadas profundidades segundo os métodos de deconvolução de Euler, gradiente horizontal, sinal analítico e número de onda, com aplicação a dados aeromagnéticos da região de Serra Leste, Província Mineral de Carajás, norte do Brasil, com o objetivo de avaliar diferentes métodos de estimativa de profundidades além de correlacionar os resultados com alguns depósitos minerais na área de estudo.

Com relação aos dados estatísticos, fundamentando-me nos valores da curtose, assimetria e desvio padrão associada à distribuição das soluções em profundidade e ao erro médio e do desvio padrão associado ao cálculo das profundidades, foi possível concluir que o método de Euler apresenta os melhores resultados para o cálculo da profundidade. Para um índice estrutural de 3, assume o menor valor de assimetria (0,260) e curtose (1,244), e o valor mais próximo a uma distribuição normal. O erro médio associado à profundidade, para qualquer índice estrutural, é menor que em comparação aos outros métodos. É encontrada coerência neste fundamento segundo Reid *et al.*, (1990), que afirma que admitindo a escolha do índice correcto, as profundidades calculadas para índices altos são mais precisas do que aquelas calculadas para índices baixos.

O método do gradiente horizontal assume uma maior assimetria (1,9) e curtose (5,384). Isso ocorre devido às premissas deste método (Campo magnético regional é vertical, a magnetização das fontes é vertical, contactos são verticais e isolados e as fontes são espessas), que não são completamente satisfeitas na nossa área de estudo. O método do sinal analítico e o número de onda local abrangem o maior erro médio (~10,5%) associado ao cálculo da profundidade.

Com relação à representação geológica definida segundo os mapas para os diferentes métodos, é possível concluir que o método da deconvolução de Euler e do sinal analítico apresentam a melhor aproximação dos corpos geológicos com magnetismo remanescente associado, sem proximidade de depósitos minerais (ARNvb e ARNx). Segundo o mapa do sinal analítico, é visível a sobreposição das anomalias segundo os corpos geológicos definidos pela sigla ARNvb e ARNx, que são rochas altamente ricas em ferro e magnésio. Segundo o método de deconvolução de Euler, é possível constatar que existem diversas fontes magnéticas ao sul do mapa, não associadas aos depósitos minerais de localização definida, e que comparando com o mapa geológico, é visível verificar que coincidem com alguns dos corpos geológicos do grupo Rio novo (ARNvb, ARNx). Podemos verificar que todas as soluções para os diferentes índices estruturais apresentam-se bastante coerentes com as anomalias do mapa do sinal analítico, definindo assim consistência entre resultados. Anomalias sobrepostas ou próximas a depósitos minerais, tal como o complexo definido pela sigla TQDL (formação ferrífera), não foram avaliadas para verificar a concordância dos complexos geológicos, dado poderem estar associadas a estes.

Segundo o mapa do gradiente horizontal verifica-se uma propensão de alongamento dos corpos geológicos do complexo Rio Novo segundo a direcção E-W, que por sua vez está associado a rochas vulcânicas, máficas e formações ferríferas, mas são

visíveis anomalias lineares distorcidas, derivadas da não satisfação de algumas das premissas utilizadas pelo método.

O mapa do número de onda local encontra-se bastante coerente com o mapa do sinal analítico, mas provavelmente com ruído sobressaído devido ao facto de que esse é calculado a partir da derivada horizontal da fase local do campo anômalo, podendo ampliar demasiadamente as componentes de alta frequência do campo.

Com relação à profundidade e localização dos depósitos representada segundo os mapas para os diferentes métodos, os resultados sugerem que, o método do sinal analítico apresenta o melhor resultado.

Para o depósito designado por D1 nas figuras 30, 31, 32 e 33, o método do sinal analítico e o método de deconvolução de Euler projectou o melhor resultado em termos de localização do depósito. Em relação à profundidade, o método do sinal analítico, quando comparado às soluções provenientes da deconvolução de Euler, apresenta-se mais coerente, dada a proximidade do valor estimado pelo gradiente horizontal (~25m), que também apresenta algum magnetismo associado e o menor erro associado ao cálculo da profundidade.

Para o depósito designado por D2, o método de deconvolução de Euler, para um índice estrutural 2, o método do sinal analítico e o método do gradiente horizontal apresentam o melhor resultado em relação à localização do depósito. No que respeita à profundidade das soluções, o sinal analítico apresenta praticamente a mesma profundidade (~130m) que as soluções da deconvolução de Euler para o índice estrutural 2, sendo coerente afirmar a possibilidade de associação do depósito a uma fonte fina dada profundidade bastante superficial (35m) e fictícia comparativamente aos outros métodos.

Analisando o depósito mineral assinalado por D3 e o depósito mineral assinalado por D4, o único método com resultado coerente é o sinal analítico, com uma profundidade de cerca de 25 m associada.

O depósito mineral assinalado por D5, apresenta-se associado segundo os mapas de soluções do sinal analítico, gradiente horizontal e método de deconvolução de Euler, para um índice estrutural 3. O método de deconvolução de Euler e o sinal analítico apresentam melhor resultado respeitante à estimativa da profundidade (~35m).

Respeitante ao depósito mineral assinalado por D6, este apresenta-se bem delineado segundo o índice estrutural 2 do método de Euler e com algum magnetismo associado aos métodos do gradiente horizontal e sinal analítico. O método de deconvolução de Euler e o sinal analítico apresentam melhor resultado respeitante à estimativa da profundidade, de 185 e 133 metros, respectivamente.

Sendo assim, o método do sinal analítico apresenta os melhores resultados na localização das fontes magnéticas, apresentando coerência ao nível geológico e depósitos minerais. O método da deconvolução de Euler apresenta os melhores resultados na estimativa das profundidades, admitindo que a escolha do índice estrutural encontra-se associada ao modelo geológico real. Para a escolha de índices altos, a precisão do resultado aumenta. O método do gradiente horizontal apresenta-se alguma coerência na localização das fontes magnéticas, mas pouca consistência na estimativa das profundidades, devido às premissas deste método, que não são completamente

satisfeitas. O método do número de onda local apresentou grande sensibilidade nos resultados, dado que para a representação geológica, a nível regional, apresentou bastante coerência com as estruturas geológicas com magnetismo remanescente, mas a nível local, na localização dos depósitos, não apresenta nenhuma evidência de magnetismo. Na estimativa da profundidade, apresenta-se bastante sensível à espessura infinita da fonte magnética que é uma das premissas envolvidas ao método.

Desta forma, este trabalho evidencia a aplicabilidade desses métodos na estimativa de profundidade de fontes magnéticas e os resultados mostraram-se parcialmente conclusivos à cerca de profundidades de fontes associadas aos depósitos minerais na área de estudo.

## Bibliografia

GEOSOFT (2006). OASIS Montaj<sup>TM</sup>, v. 6.4.1(6G) GEOSOFT, Inc., Toronto.

Antunes, E.J (1999) Processamento de imagens: Uma abordagem interdisciplinar aplicada á correcção de prognósticos meteorológicos

Aboud, E., Goussev, S., Hassan, H., Supriyanto, Suparno., Ushijima, Keisuke (2005) Horizontal gradient and band-pass filter of aeromagnetic data image the subsurface structure; Example from Esh El Mellaha Area, Gulf of Suez, Egypt. Imaging The Future. Cairo, 2005.

Barbosa, Valéria C. F., Silva, João B. C. (2005) Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro - um tutorial. Revista Brasileira de Geofísica. vol.23 no.3

Casto, D. W. (2001) Calculating depths to shallow magnetic sources using aeromagnetic data from the Tucson basin. Master Dissertation. University of Arizona. 231 p.

Cordell, L., Grauch, V. J. S. (1987) Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. Geophysics, Vol. 52, No. 1; p. 118-121.

Hsu, S., Sibuet, J.C., Shyu C., (1996) High-resolution detection of geologic boundaries from potencial-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. Geophysics, Vol. 61, No. 2; p. 373-386.

Li, X. (2003) On the use of different methods for estimating magnetic depth. The Leading Edge. Disponível em [www.lct.com/technical-pages/pdf/Li\\_SEG2002.pdf](http://www.lct.com/technical-pages/pdf/Li_SEG2002.pdf). Acessado em Março/2008.

Macmillan, Susan., Maus, Stefan., (2005) International Geomagnetic Reference Field- the tenth generation. Earth Planet Space, Vol.57, p. 1135-1140.

Menegol, L. R. (2004) Paralelização de método de interpolação de dados – Krikagem. Universidade de Passo Fundo. 77 p.

Nunes, Alfredo Rossetto (2002) Análise de dados geológicos, geofísicos e de Sensoriamentos Remoto para geração de modelos prospectivos para a região de Serra Leste, Carajás (PA). Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 132 p.

Phillips, J. D. (1997) Potencial-field geophysical software for the Pc, version 2.2: U.S. Geological Survey (Online at <ftp://ftpext.usgs.gov/pub/cr/co/denver/musette/pub/pf/>).

Phillips, J. D. (2000) Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. SEG 2000, Expanded Abstracts.



Phillips, J.D. (2001) Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruz basin-Patagonia Mountains area, south-central Arizona- a preliminary report. U.S Geological Survey Open-File Report 15 p.

Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. e Somerton, I.W. (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, Vol. 55. No. 1; p. 80-91.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M. (1992) Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, Vol. 57, No. 1; p. 116-125.

Roest, W.R., Pilkington, M. (1993) Identifying remanant magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, V.58, No. 5; p.653-659.

Silva, J. B. C. (1986) Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*, Vol. 51, No. 2; p. 369-382.

Thurston, J. B., Smith, R. S. (1997) Automatic conversion of magnetic data to depth, and susceptibility contrast using the SPI <sup>TM</sup> method. *Geophysics*, Vol. 62, No. 3; p. 807-813.

Thompson, D.T. (1982) EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Vol. 47; p. 31-37

Yaghoobian, A., Boustead, G.A., Dobush T.M (1992) Object delineation using Euler's Homogeneity Equation. Location and Depth Determination of Buried Ferro-Metallics Bodies. *Proceedings of SAGEEP 92*; p. 613-632.